PETRE GÂȘTESCU

LIMNOLOGIE ȘI OCEANOGRAFIE

Serie coordonată de :

Radu DROBOT

Jean Pierre CARBONNEL

S_JEP 09781/95
GESTION ET PROTECTION
DE LA RESSOURCE EN EAU

III-16.897

Editura *H*G*A*, București
1998

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBL. CENTR. UNIV.
M. „EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
III - 16.897

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PETRE GÂȘTESCU

LIMNOLOGIE ȘI OCEANOGRAFIE

127399
B.C.U. - IASI

Tempus

Serie coordonată de :

Radu DROBOT

Jean Pierre CARBONNEL

S_JEP 09781/95
GESTION ET PROTECTION
DE LA RESSOURCE EN EAU

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3. 12. 1998
B. C. U. „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
vol. 55.191

Descierea CIP a Bibliotecii Naţionale

GÂŞTESCU PETRE

Limnologie şi oceanografie / Petre Gâştescu. - Bucureşti : Editura ***H*G*A***, 1998

p. ; cm.

Bibliogr.

ISBN 973-98077-9-8

556.55
551.46

Redactor: *Marina NEAGU*

Copyright © 1998. Toate drepturile asupra acestei ediţii sunt rezervate Editurii *H*G*A* - Bucureşti.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

DIN PARTEA COORDONATORILOR:

Necesitatea organizării unor cursuri de actualizare a cunoştinţelor ştiinţifice în domeniul resurselor de apă şi mediului a fost enunţată în cursul anului 1990 de cadrele didactice şi inginerii români, cu ocazia primelor vizite efectuate după 1989 de către colegii francezi la Bucureşti.

Acest proiect a putut fi transpus în viaţă datorită sprijinului financiar al Programului TEMPUS - PHARE, iniţiat de Comunitatea Europeană pentru a ajuta ţările Europei de Est să-şi restructureze învăţământul superior. Programul organizat după principiile ciclului 3 francez (D.E.A. - diplome d'études approfondies) a început să funcţioneze efectiv din anul universitar 1992/1993 şi a avut parteneri din Franţa (Universitatea "Pierre et Marie Curie", care a fost de altfel şi coordonatorul acestui program), Belgia (Universitatea din Liege), Italia (Università degli Studi di Genova) şi, evident, din România (Universitatea Tehnică de Construcţii Bucureşti şi Universitatea Bucureşti); de la început unităţile de profil din domeniu (Regia autonomă "Apele Române", Institutul Naţional de Meteorologie şi Hidrologie, Institutul de Cercetări pentru Ingineria Mediului) au susţinut în mod activ derularea programului care a fost denumit: SCIENCES DE L'EAU ET ENVIRONNEMENT (S.E.E. - Stiinţele Apei şi Mediului). Un număr important de profesori şi cercetători de înalt nivel ştiinţific din Franţa, Belgia, Italia şi România au susţinut prelegeri în limba franceză sau română, pentru circa 50 de tineri cercetători şi ingineri, în cei 3 ani de funcţionare ai programului.

Acest prim program se continuă (1995-1998) cu un nou curs intitulat GESTION ET PROTECTION DE LA RESSOURCE EN EAU, sub coordonarea Universităţii Tehnice de Construcţii Bucureşti.

Coordonatorii programului au considerat totuşi că s-ar putea face şi mai mult pentru formarea specialiştilor din domeniul ştiinţelor apei şi mediului şi au decis să răspândească în cea mai mare măsură posibilă cunoştinţele predate în cadrul acestor programe. Rezultatul acestei intenţii îl constituie editarea unei serii de 30 manuale din domeniul Hidrologiei, Hidrogeologiei sau al pregătirii ştiinţifice fundamentale.

În speranţa că acesta serie va fi utilă studenţilor din ciclul 2 şi 3, precum şi specialiştilor, coordonatorii acestei serii îşi exprimă intenţia de a continua activitatea începută, în vederea acoperirii cu materiale scrise, în cât mai mare măsură, a domeniului ştiinţelor apei şi mediului.

Coordonatori: **Radu DROBOT şi Jean - Pierre CARBONNEL**

BCU IAŞI

PREFAŢĂ

Problemele de Limnologie şi Oceanografie incluse în acest volum se justificã printr-o afinitate de abordare metodologicã şi asemãnarea unor caracteristici hidrologice, fizico-chimice şi, parţial, biologice.

Deşi la scări diferite, lacurile şi mările împreunã cu oceanele, sunt considerate mase de apã situate la suprafaţa Terrei, cvasistagnante şi deci, o serie de modalităţi privind analiza bilanţului hidric, a variaţiilor de nivel, a proceselor termice şi chimice care se desfăşoarã pe orizontalã şi, îndeosebi, pe verticalã, a dinamicii maselor de apã, a valurilor şi seişelor, a comunităţilor biologice sunt destul de asemănătoare.

În lucrare, desfăşurarea problemelor are, evident, un aspect didactic, dat fiind mesajul ei pentru învăţământul universitar dar, în aceeaşi măsurã, în special, la partea de limnologie, se aprofundeazã câteva aspecte care depăşesc cerinţele stricte ale programei analitice de învăţământ.

Astfel, la variaţia nivelurilor şi a bilanţului hidrologic se reliefeazã rolul lacurilor fără scurgere (lacuri închise) în reflectarea schimbărilor climatice globale, la particularităţile termice şi chimice se scot în evidenţă relaţiile lacurilor cu zonalitatea geograficã, dar, în acelaşi timp, se sublineazã abaterile de la aceastã legitate, fapt ce conferă o anumită originalitate lacurilor.

Insistarea asupra problemelor de limnologie se datoreşte şi preocupărilor îndelungate ale autorului în acest domeniu, în care, a publicat începând din anul 1960 mai multe cărţi şi numeroase articole despre lacurile din România şi de pe Terra.

Credem cã lucrarea răspunde, în primul rând, cerinţelor învăţământului universitar geografic şi biologic şi, în al doilea rând, profesorilor de geografie şi biologie, altor specialişti interesaţi.

prof. dr. doc. Petre Gâştescu

BCU IASI / COLECTIA CENTRALA

CUPRINS

1. PARTEA I - LIMNOLOGIE 7

1.1. Consideraţii generale asupra limnologiei 7
1.2. Clasificarea lacurilor după originea depresiunilor lacustre 14
1.3. Caracteristici morfologice şi morfometrice ale depresiunilor lacustre 56
1.4. Bilanţul hidric şi variaţia nivelurilor 67
1.5. Particularităţile termice ale lacurilor 75
1.6. Compoziţia chimică a apei lacurilor 95
1.7. Relaţiile dintre lacuri şi mediul înconjurător 112
1.8. Importanţa economică a lacurilor 117
1.9. Lacurile din România 119

Bibliografie 124

2. PARTEA II - OCEANOGRAFIE 127

2.1. Consideraţii generale 127
2.2. Componentele Oceanului Planetar 131
2.3. Originea, structura şi evoluţia bazinelor oceanice 134
2.4. Configuraţia fundului oceanic (marin) 136
2.5. Compoziţia chimică şi salinitatea 140
2.6. Temperatura apei marine 149
2.7. Densitatea apei marine 155
2.8. Transparenţa apei marine 156
2.9. Culoarea apei marine 157
2.10 Lumina în apa mării 157
2.11 Dinamica apei în oceane şi mări 157
2.12. Apa marină ca mediu de viaţă 168
2.13. Resursele Oceanului Planetar 175
2.14. Poluarea mediului marin 178
2.15. Marea Neagră 179
2.16. Zona maritimă costieră în sectorul românesc 195

Bibliografie 213

BCU "MIHAIL KOGĂLNICEANU" LIBRARY

PARTEA I

1

LIMNOLOGIE

1.1. CONSIDERAŢII GENERALE ASUPRA LIMNOLOGIEI

Limnologia este ramura ştiinţei care se ocupă cu studiul lacurilor naturale şi artificiale sub aspectul genezei depresiunilor lacustre, regimului hidrologic, termic şi chimic, al capacităţii de dezvoltare a asociaţiilor floristice şi faunistice, al relaţiilor cu mediul înconjurător şi al valorificării lor de către om. Termenul derivă din grecescul *limnos* care înseamnă lac, baltă, mlaştină.

Limnologia este ştiinţa de graniţă între geografie, hidrologie şi biologie şi are strânse legături şi cu alte ştiinţe de la care împrumută unele metode de cercetare (P. Gâştescu, 1972).

Limnologia aparţine *geografiei* deoarece prin concepţia şi metodele folosite analizează depresiunea şi modul cum s-a format, volumul de apă acumulat şi caracteristicile acestuia în raport cu factorii mediului înconjurător, a modului de folosire etc. Hidrologia lacustră foloseşte arsenalul metodelor de studiere a regimului hidric, iar biologia, asociaţiile floristice şi faunistice din lac (biocenozele lacustre).

Cu alte cuvinte, biotopul lacustru (depresiunea şi apa) formează o subramură a limnologiei numită *limnologie fizică* (geografia lacurilor), iar biohidrocenoza (biocenozele lacustre) o altă subramură, numită *limnologie biologică* (biologia lacurilor) (P. Gâştescu, 1979).

Întrucât biotopul şi biohidrocenoza dintr-un lac alcătuiesc un întreg, lacul şi respectiv lacurile, reprezintă sisteme tipice în natură, pe care le numim *limnosisteme* (ecosisteme lacustre), un adevărat *microcosmos*, cum le-a comparat biologul american St. A. Forbes (1887).

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

În acelaşi mod concepea lacurile şi G. E. Hutchinson (1957), din care citäm: *Lacurile, de altfel, formează sisteme mai mult sau mai puţin închise, care permit o abordare, pe bază de comparaţie reală, a mecanismului naturii.* La cele afirmate de Hutchinson, adăugăm noi că, prin relaţiile lacului cu mediul înconjurător, prin schimbul de substanţe şi energie pe multiple căi (apă, aer, suprafaţa uscatului, substratul geologic, floră şi faună, input şi output antropic), acesta constituie un *ecosistem deschis* (P. Gâştescu, 1970, 1980).

Conceptul de limnologie, expus sumar mai sus, reprezintă sfera cea mai largă de înţelegere, aşa cum a şi fost fundamentată de clasicii acestei ramuri ştiinţifice.

Dar, mai există şi un al doilea concept privind limnologia, cel folosit de biologi, în general, şi de hidrobiologi, în special. În această accepţiune, *limnologia este ştiinţa care se ocupă cu studiul apelor continentale sub aspect biologic, deci ape curgătoare, stătătoare, izvoare, fie că sunt dulci, salmastre sau sărate.* Potrivit acestui concept, studiul hidrosferei ar aparţine oceanografiei şi limnologiei (Ch. Goldman, Alex. Horne, 1983). Iniţiatorul acestei direcţii, acestui mod de a concepe limnologia, a fost Aug. Thienemann (1926).

1.1.1. SCURT ISTORIC AL LIMNOLOGIEI

Ca ramură a ştiinţei şi nu ca mod de folosire al lacurilor, limnologia are ceva peste 100 de ani, deoarece fondatorul acesteia este considerat elveţianul F. A. Forel, fost profesor la Universitatea din Lausanne, care a început cu *Introduction a l'étude de faune profonde du lac Lémon* (1869) şi a publicat o amplă monografie asupra acestui lac în trei volume (*Le Léman: monographie limnologique*, Lausanne, 1892, 1895, 1904), un manual (*Handbuch der Seenkunde: allgemeine Limnologie*, Stuttgart, 1901) şi peste 100 lucrări (articole) limnologice.

Cercetători din multe domenii au contribuit la îmbogăţirea limnologiei. Fizicienii au studiat probleme de hidrodinamică, optică şi termodinamică, chimiştii au descifrat ciclurile chimice din apa lacurilor, geografii şi geologii au explicat ciclul hidric şi bilanţul apei lacurilor, originea şi evoluţia depresiunilor lacustre, biologii s-au ocupat de floră şi faună etc.

Aceste cercetări cuprinzătoare, pe care în 1910 *James Chumley* le totalizează la peste 2900 titluri ca anexă la lucrarea lui J. Murray - *Batymetric Survey of Scottish Fresh Water Lochs of Scotland*, Edinburgh, 1900 (Cercetări batimetrice asupra lacurilor scoţiene cu apă dulce), au fost sintetizate şi au intrat în tratate de specialitate. Astfel, J. Murray, în cercetările sale exhaustive asupra lacurilor Scoţiei, a adus metodologia oceanografilor şi hidrografilor.

În 1923, W. Halbfass a publicat tratatul său de geografia fizică şi chimia lacurilor (*Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde*, Berlin), lucrare rămasă ca bază în limnologie până la publicarea volumului lui E. Hutchinson în 1957.

Cercetările de limnologie s-au extins repede în toate continentele, fiind făcute de cercetători individuali sau în echipe aparţinând mai ales laboratoarelor universitare sau chiar a unor institute de profil. Pentru cuprinderea problemelor şi conjugarea eforturilor specialiştilor limnologi, la iniţiativa a doi specialişti limnologi, *August Thienemann* şi *Einar Naumann*, prin adeziunea a 103 cercetători din diferite ţări, s-a înfiinţat la Kiel - Germania, pe 1 ianuarie 1922, *Societatea Internaţională de Limnologie* (S.I.L.-Societas Internationalis Limnologiae). De la cei 100 membri fondatori, societatea numără astăzi peste 1 500 membri şi organizează periodic congrese.

În România, cercetarea lacurilor, după unele începuturi în perioada 1935 - 1950, cunoaşte o diversificare şi intensificare în perioada 1960 - 1990, când se pun bazele unei şcoli de limnologie fizică recunoscută şi apreciată pe plan internaţional. Problemele abordate se referă la geneza depresiunilor lacustre, bilanţul hidric, caracteristicile termice şi chimice, tipologia limnologică, ecologia lacustră în contextul ecologiei regionale, unde pe lângă lacurile naturale sunt integrate şi cele artificiale.

Simpozioanele organizate (1967, 1970, 1980, 1992) şi *Comisia de Hidrologie şi Limnologie* din cadrul Academiei Române, constituie prilejuri şi locuri în care se dezbat problemele de limnologie. Lucrările publicate, de sinteză, la nivel naţional şi mondial (P. Gâştescu, 1963, 1969, 1971, 1979), regional (I. Pişota 1971, Al. Săndulache 1970, Ariadna Breier 1976), numeroase articole în reviste de specialitate (P. Gâştescu, I. Pişota, V. Trufaş, B. Driga, Ariadna Breier, Tatiana Nicolae etc.).

1.1.2. DEFINIREA TERMENILOR DE LAC ŞI BALTĂ

Înainte de a trece la prezentarea celor mai importante probleme ale limnologiei, considerăm că se cuvine să vedem şi ce este un lac. Nu este lipsit de interes să facem această precizare, mai bine zis să definim de la început *noţiunea de lac*, deoarece în acest sens există mai multe puncte de vedere.

Mai întâi reproducem unele definiţii date în diverse lucrări generale sau de specialitate; în *Grand Larousse, Paris, 1962, lacul este suprafaţa de apă stagnantă, mai mult sau mai puţin adâncă şi mai mult sau mai puţin întinsă, înconjurată de pământ din toate părţile; în Enciclopedia Geografică sovietică (rusă), Moscova, 1962, vol. III, pag. 146: depresiuni pe suprafaţa uscatului umplute cu apă ..., cel mai mare lac-Marea Caspică (371 000 km^2), cel mai adânc - lacul Baikal (1 620 m);* în *Limnologie. L'étude des eaux continentales,*

(Limnologia-studiul apelor continentale), Paris, 1966 a lui B. Dussart: *Noi păstrăm mai simplu termenul de lac tuturor depresiunilor naturale sau artificiale conţinând apă şi având o viaţă proprie, o anumită autonomie.*

Iată şi reflecţiile lui S. Mehedinţi expuse în lucrarea sa Terra (1930) în problema definirii lacului: *Florel defineşte lacul aşa: o masă de apă stătătoare, într-o adâncitură a feţei pământului, care nu stă în directă comunicaţie cu marea. Ca să putem ajunge la o clasificare riguroasă, ar trebui ca toate caracterele acestea să fie esenţiale şi uşor de precizat. În realitate nu e aşa. Mai întâi, apa lacului nu e stagnantă decât în chip foarte relativ. E drept că unele lacuri îşi primenesc apa lor abia în timp de secole, dar altele o schimbă foarte iute. Putem oare afirma că apa lacului Geneva e stătătoare sau a lacurilor din nordul Americii şi atâtor altor lacuri prin care trece vreun mare râu? Râul întreg pare uneori ca o salbă de lacuri (este cazul în zilele noastre şi cu salba de lacuri construite de om pe râuri, n.n.), iar tranziţia de la apa liniştită la apa curgătoare e aproape nesimţită ... Tot astfel în delte e greu să determinăm, şi pe hartă şi în natură, dacă lacul adevărat este numai ochiul de apă liberă, cât se vede, ori e toată masa lichidă, acoperită şi deci ascunsă privirii, de podul plutitor ce se numeşte plaur ... Când un golf de mare e închis cu vremea de un curent litoral, în ce moment încetează apa aceea de a fi golf, spre a deveni lac? În antichitate, oraşul Istria era port la sudul deltei dunărene. Astăzi, ruinele portului se găsesc în mijlocul unei lagune. În ce moment golful a început să fie considerat lagună?*

În lucrarea *Biologia apelor*, autor C. S. Antonescu, Bucureşti, 1963, lacul este definit astfel: *Numim lac o apă stagnantă care este atât de întinsă şi adâncă, încât putem deosebi în ea două zone: 1) o zonă de mal (litoral) acoperită cu vegetaţie acvatică emersă şi submersă, deci cu fundul productiv şi 2) o zonă de adânc (profundal), obscură, lipsită de plante şi acoperită, pe fundul neproductiv, cu mâl fin de structură uniformă.* Şi autorul conchide în aceeaşi lucrare: *după această definiţie limnologică, România are foarte puţine lacuri, în înţelesul de mai sus, ar fi: Snagovul (adânc de 11 m) şi unele tăuri din Carpaţi (Zănoaga, Bucura, Galeşul, primul adânc de 27 m), Lacul Roşu şi marele lac de la Bicaz (cca. 93 m). În schimb ţara noastră are foarte multe luciuri de apă stătătoare, unele foarte întinse, dar aşa de puţin adânci încât vegetaţia se poate fixa pe orice parte a fundului lor. Aceste ape se numesc bălţi pe alocuri iezere şi ghioluri.*

Din definiţiile menţionate mai sus se desprind câteva aspecte care credem că pot fi comentate în continuare. Primul ar fi caracterul *stagnant*, desigur relativ, al apei din lac şi noi considerăm că acesta este un criteriu determinant care-l deosebeşte de râu.

Al doilea ar fi limitele de mărime (suprafaţă şi adâncime) între care o acumulare de apă intră în categoria lacului. În acest sens definiţia lui C. S. Antonescu, cu un pronunţat caracter biologic, nu este în măsură să contribuie la

conturarea noţiunii de lac. După cum se poate remarca din contextul acestei definiţii, sub o anumită adâncime, o acumulare de apă nu mai este *lac*, ci *baltă* (un nou termen asupra căruia vom reveni ulterior).

Dacă am aplica rigid definiţia bazată pe criteriul biologic ar trebui ca Marea Azov, care are 9 m adâncime medie şi este lipsită de o zonă profundală, obscură şi neproductivă, s-o includem în categoria bălţilor, ceea ce contravine altor criterii de delimitare. În afară de Marea Azov mai sunt multe mări mărginaşe sau golfuri marine, dar care toate fac parte din Oceanul Planetar.

Al treilea aspect ar fi raportul şi poziţia lacului faţă de un bazin marin. În acest sens se subliniază că lacul nu are o legătură directă cu marea şi aceasta trebuie să o înţelegem că nu are acelaşi nivel şi deci nu se pot influenţa reciproc, aşa cum se întâmplă cu golfurile marine.

Lagunele, care se găsesc la ţărmul mării, le includem totuşi în categoria lacurilor. Se face această excepţie deoarece majoritatea lagunelor se diferenţiază repe-de de bazinele marine limitrofe prin faptul că legătura cu marea reducându-se, influenţa continentală (evaporaţia, aportul afluenţilor) devine predominantă în comparaţie cu cea marină. Complexul lagunar Razim-Sinoie din ţara noastră este un exemplu concludent în această direcţie, în sensul că prin îngustarea legăturii cu Marea Neagră şi mărimea debitului de apă dulce din Dunăre prin canalele Dunavăţ şi Dranov, nivelul complexului lacustru s-a ridicat cu 50 cm deasupra celui marin.

Marea Caspică constituie un bun exemplu pentru înţelegerea semnificaţiei raportului şi poziţiei faţă de un bazin marin şi de ce este considerată aceasta un lac.

În era terţiară, mai precis în Sarmaţian, bazinele Vienei, Panonic, Pontic, Marea Caspică, lacul Aral, făceau parte dintr-un singur bazin cunoscut sub numele de *Marea Sarmatică*. Ulterior, în Pliocen, prin scăderea nivelului apei, această mare s-a fragmentat, formând mai multe lacuri (lacul Vienei, lacul Panonic, lacul Pontic, Câmpia Română şi Marea Neagră de astăzi, Marea Caspică, lacul Aral). În acea perioadă se pare că legăturile dintre Marea Neagră (lacul Pontic) şi Marea Caspică erau temporare, pe actualele văi nord-caucaziene Kuma şi Manici. Este însă sigur că, de la începutul Cuaternarului, legătura se întrerupe total, iar cele două mări-lacuri vor evolua diferit. Marea Neagră intră în legătură cu Marea Mediterană prin strâmtorile Bosfor şi Dardanele şi deci în aria Oceanului Planetar, păstrând caracteristicile unui bazin marin, iar Marea Caspică rămâne izolată şi evoluează spre un lac. Fiind lipsită de o legătură cu Oceanul Planetar, nivelul Caspicei scade prin evaporaţie ajungând la - 28 m. Iată deci că nu suprafaţa este elementul care conferă calitatea unui bazin de apă, dacă este lac sau mare, ci raportul acestuia cu Oceanul Planetar.

Noţiunea de *baltă* este des folosită la noi în ţară cu sensuri destul de diferite. Aşa de exemplu, când în urma unei ploi s-a adunat apa pe o mică porţiune de

teren fără scurgere, pe un drum sau chiar la marginea străzilor, spunem că s-a format o baltă, o băltoacă. În mod curent, toate lacurile din lunca Dunării sunt numite de localnici bălţi şi nu lacuri (balta Greaca, balta Suhaia, balta Potelu etc. astăzi desecate). De asemenea, lunca Dunării în totalitatea ei, cu lacuri, gârle, suprafeţe inundabile, era şi este numită *baltă*. Observăm deci că în ultimul caz, nu mai este vorba de un anume lac, ci de o regiune geografică, o unitate naturală cu mai multe elemente: de relief, hidrografie, vegetaţie, faună şi chiar de utilitate economică.

Geograful francez Emm. de Martonne, un foarte bun cunoscător al geografiei pământului românesc, scrie în lucrarea La Valachie în 1902: *După Giurgiu panta creşte puţin. Dar deja apropierea de Baltă se face simţită, panta apelor ridicate este mai mică (48 mm/km) ca cea de etiaj (50 mm/km). Insulele se înmulţesc, numeroase canale mici răspândesc apele fluviului în creştere în lunca largă, mlăştinoasă şi le readuc în timpul descreşterii. Lacurile laterale devin din ce în ce mai întinse: lacul Grecilor (este vorba de lacul Greaca,* n.n.*), lacul Boianu, lacul Călăraşilor. Acestea sunt pânze întinse de ape, care fac să ne gândim deja la lagunele din Baltă şi care au pierdut aproape totul din forma alungită, caracteristică vechilor braţe moarte. La Călăraşi începe ceea ce* ***poporul numeşte propriu-zis Balta*** *(sublinierea noastră). Mlaştinile Dunării ungureşti şi ale Tisei sunt nimic faţă de labirintul braţelor fluviatile, insulelor, mlaştinilor, lacurilor şi canalelor care acoperă valea largă de la 12 la 18 km, între înălţimile Dobrogei şi faleza de loess a Bărăganului (este vorba de Balta Ialomiţei, între Călăraşi şi Hârşova şi de Balta Brăilei, între Hârşova şi Brăila,* n.n.*)* (pag. 204).

Geologul român G. Murgoci, care a avut şi preocupări geografice, în lucrarea *La plaine Roumaine et le Balta du Danube* (1907), caracteriza lunca Dunării (deci Balta Dunării) *ca o vastă regiune supusă în special primăvara inundaţiilor, în restul timpului fiind presărată cu lacuri puţin adânci şi braţe părăsite.*

Geograful I. Conea (1965) scria că *Balta este numele sub care poporul român (cel riveran Dunării, dar şi păstorii ardeleni care-şi iernau de secole turmele în ea) denumeşte lunca Dunării, adică acea unitate geografică naturală a teritoriului ţării ... unitate naturală care a avut ceva în ea din rolul Carpaţilor în aceeaşi istorie* (citat după P. Gâştescu, 1965 - Asupra termenilor de lac şi baltă, Studii şi Cercetări Geografice, nr. 2).

În concluzie, considerăm că trebuie să precizăm mai clar noţiunile de lac şi baltă. În categoria lacurilor includem *atât bazinele naturale cât şi cele artificiale, indiferent de suprafaţă, adâncime, etapă de evoluţie, dacă este dulce sau sărat, dar care să aibă un schimb lent de apă cu mediul înconjurător (apă relativ stagnantă).*

Termenul de baltă are două semnificaţii în limbajul curent românesc şi intrate ca toponime autohtone: primul, este acela de toponim consacrat luncilor

inundabile, cu precădere cea a Dunării (când era în regim natural, Balta Ialomiţei, Balta Brăilei); al doilea, se referă la lacurile de luncă, ca tip genetic şi nu ca fază de evoluţie a depresiunii lacustre (fig. 1.1).

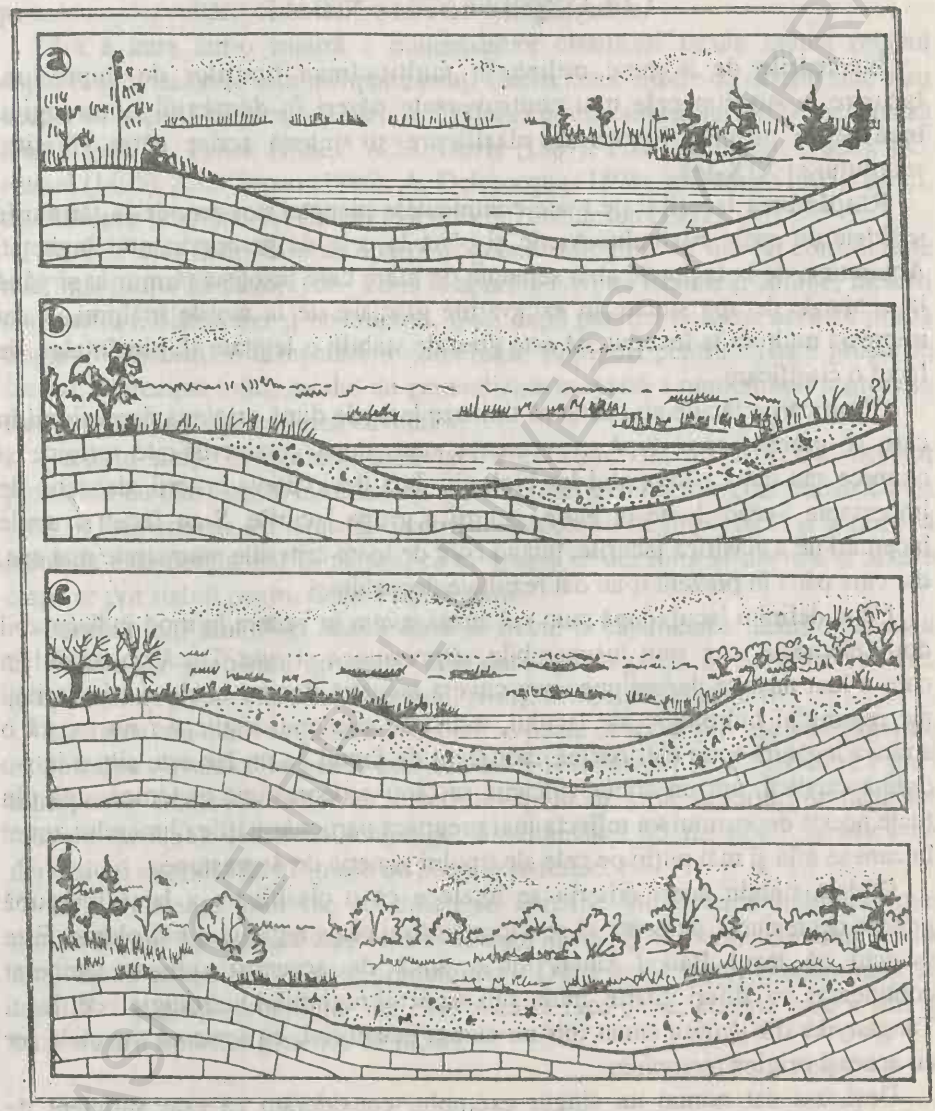


Fig. 1.1. Fazele de evoluţie ale unei depresiuni lacustre:
a - tinereţe; *b* - maturitate; *c* - bătrâneţe; *d* - mlaştină.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1.2. CLASIFICAREA LACURILOR DUPĂ ORIGINEA DEPRESIUNILOR LACUSTRE

1.2.1. CONSIDERAŢII GENERALE

Încercările de a pune ordine în multitudinea tipurilor de depresiuni lacustre, a suscitat cele mai controversate păreri în domeniul limnologiei, încă de la primele lucrări de clasificare şi sinteză scrise către sfârşitul secolului al XIX-lea.

Răspândirea lacurilor pe toate continentele planetei noastre, de la ţărmurile scăldate de apele bazinului Arctic şi până la cele de pe continentul îngheţat, Antarctica, de la lagunele abia separate de mare care însoţesc ţărmurile şi până la ochiurile de apă situate în excavaţiile glaciare de la marile înălţimi, a dat impresia multora la început, că este greu de stabilit o legitate şi, bineînţeles, de făcut o clasificare.

Clasificările făcute au căutat să tipizeze lacurile după originea depresiunii în care se găseşte apa, după provenienţa apei, după caracteristicile termice şi chimice sau după potenţialul lor biologic. Iată deci câteva criterii, deosebit de importante fiecare luate în parte, pentru a grupa lacurile. S-au făcut şi unele încercări de a clasifica lacurile, ţinând cont de toate criteriile enumerate mai sus, dar care până în prezent n-au dat rezultate deosebite.

Când definim lacul, după cum s-a arătat, avem în vedere în mod indiscutabil două elemente care sunt inseparabile, *depresiunea* şi *apa*. Dacă de modul în care a luat naştere depresiunea sau cuveta lacustră depind unele particularităţi ale regimului hidrologic ale lacului, totuşi de cele mai multe ori nu există o strânsă legătură între ele. Astfel, indiferent de faptul că un lac este situat într-o dolină carstică, într-un crater vulcanic sau într-o depresiune tectonică, apa din toate aceste depresiuni va reflecta mai pregnant particularităţile climatului zonei în care se află şi mai puţin pe cele ale tipului genetic de depresiune.

O dată stabilit acest criteriu se înţelege că o clasificare a lacurilor după geneza depresiunii, nu poate să se suprapună cu cea a regimului hidrologic. Este evident că lacul Baikal situat într-o zonă de accentuat climat temperat continental va diferi foarte mult, sub aspectul regimului hidrologic, de lacul Tanganyika din Africa situat într-un climat ecuatorial, cu toate că cuvetele lor au aceeaşi origine *tectonică*.

Deşi, s-a dat numai un singur exemplu, considerăm că este suficient de edificator în această direcţie deşi comparaţiile s-ar putea enumera pentru fiecare tip genetic în parte. Dacă la începutul dezvoltării limnologiei ca ştiinţă, autorii unor clasificări devenite mai târziu clasice (Thienemann şi Naumann) considerau că este suficient să clasifice lacurile numai după potenţialul biologic (eutrof, oligotrof etc.), în a doua jumătate a secolului XX biologi remarcabili,

care se ocupă cu studiul lacurilor (E. Hutchinson) consacră primul capitol al lucrărilor lor de sinteză grupării lacurilor după geneza cuvetei lacustre.

Pentru geografi şi geologi, clasificarea de bază a lacurilor a fost încă de la început, aceea după originea cuvetei, clasificare care s-a completat tot mai mult, pe măsura dezvoltării cercetărilor intensive în geografie.

Fără a intra într-o analiză a numeroaselor clasificări făcute asupra originii depresiunilor lacustre, vom menţiona totuşi câteva nume ilustre de savanţi care s-au ocupat cu această problemă şi care se întâlnesc în majoritatea lucrărilor, de sinteză limnologică, A. Penck (1882), W.M. Davis (1887), Fon Richthofen (1886), I.C. Russel (1895), A.G. Supan (1896), A. Delebecque (1898), J. Geikie (1905), Emm. de Martonne (1909), L.W. Collet (1925), G.E. Hutchinson (1957).

Primele clasificări care au aparţinut geomorfologilor au luat în consideraţie mai întâi grupa de factori care a dus la apariţia cuvetei lacului şi anume: factorii constructivi, distructivi şi obstructivi. Deşi după părerea noastră, această primă împărţire, determină o repetare a numeroase subtipuri pentru fiecare grupă de factori, reprezintă totuşi modul de generalizare maximă a numeroaselor procese care intervin în caracterizarea cuvetelor.

Factorul timp, în evoluţia unui lac, a constituit un alt aspect al acestor probleme de clasificare, introdus de remarcabilul geomorfolog american Davis (1887). Prin aceasta s-a ajuns la o concluzie deosebit de importantă şi anume că lacul nu este permanent în natură, că el apare, se dezvoltă şi dispare şi aceste etape se pot stabili pentru fiecare lac în parte.

Pentru mulţi limnologi atunci când au trecut la clasificarea lacurilor au avut în vedere şi problema grupării ulterioare pe regiuni a acestora (polare, temperate, tropicale etc. sau, de munte, podiş, câmpii, litorale etc.).

Lucrarea cea mai completă dar în care se poate observa şi o uşoară exagerare în tipizarea cuvetelor lacustre, este cea a lui Hutchinson (1957). Datorită unei minuţioase analize a factorilor determinanţi în apariţia suporturilor lacurilor (cuveta lacustră), Hutchinson ajunge să stabilească 75 de tipuri genetice de depresiuni cuprinse în 11 grupe de procese naturale.

Deşi existenţa unui lac se datoreşte aproape întotdeauna îmbinării mai multor factori naturali, la care se mai adaugă uneori şi activitatea omului, totuşi unul dintre aceşti factori este predominant. După acest factor predominant se identifică şi grupa proceselor din care aceasta face parte, criteriu care a stat la baza tratării tipurilor genetice de lacuri.

1.2.2. DEPRESIUNI LACUSTRE DE ORIGINE TECTONICĂ

Mişcările tectonice de ridicare a unor foste bazine marine şi faliile produse pe suprafaţa blocurilor continentale rigide, au ca rezultat formarea unor

depresiuni lacustre care prezintă două caracteristici: suprafaţe mari (de ordinul miilor de km^2 şi adâncimi mari de sute de metri şi peste 1 000 m).

Dintre lacurile provenite din foste bazine marine, izolate de Oceanul Planetar, menţionăm Marea Caspică şi lacul Aral, acestea reprezentând resturi ale Mării Sarmatice, care se întindea din bazinul Vienei, peste depresiunea Panonică, Câmpia Română, Marea Neagră, Marea Caspică şi lacul Aral.

Cauza ridicării şi fragmentării Mării Sarmatice o constituie formarea lanţului muntos alpino-carpato-caucazian, continuat cu cel himalaian.

Marea Caspică, Marea Neagră şi lacul Aral, datorită oscilaţiilor nivelului marin în cuaternar (ridicat în perioade interglaciare şi coborât în cele glaciare) au avut perioade când erau în legătură cu Oceanul Planetar, şi perioade când erau izolate.

Pe teritoriul României au existat *paleolacuri* în anumite perioade ale evoluţiei paleogeografice. Astfel, cel mai *recent* lac a fost pe actualul areal al Câmpiei Române şi a cărui apă s-a scurs treptat spre est, către Marea Neagră, începând de la mijlocul Cuaternarului.

Un important şirag de lacuri l-au reprezentat şi depresiunile intracarpatice, începând cu Bilbor, Borsec, continuând cu Giurgeu, Ciucuri şi Bârsei, care erau umplute cu apă la sfârşitul Pliocenului şi în Pleistocenul inferior datorită barajului format de lanţul vulcanic Căliman-Harghita.

Tot în urma proceselor de ridicare ca urmare a mişcărilor orogenice, s-au format şi lacurile Victoria împreună cu Kioga din Africa, Titicaca din podişul Altiplano (4 000 m înălţime), în munţii Anzi din America de Sud.

Lacuri în *sinclinalele* catenelor muntoase şi barate tectonic, din care menţionăm lacul Fählen din Alpi (Masivul Säntis, Elveţia), Lac de Joux din Munţii Jura (cel mai tipic).

Lacuri (respectiv depresiuni lacustre) formate în urma unor cutremure. Astfel, în urma unui cutremur în Calabria, Italia din 1783, s-au format 215 lacuri mici, dar care au dispărut ulterior. În statele Tennessee, Missouri şi Arkansas din SUA, un cutremur din 1811, a barat fluviul Mississippi cu roci dure formând lacul Reelfoot, iar râul a trebuit să-şi croiască un nou traseu.

Lacurile situate în *grabene* sunt cele mai reprezentative din categoria lacurilor tectonice, prin forma alungită, adâncime mare, versanţii depresiunii abrupţi. Cele mai cunoscute sunt lacurile Baikal (1 620 m şi 31 500 km^2), Tanganyika (1 435 m şi 34 000 km^2), Malawi-Nyasa (706 m şi 30 500 km^2), Issîk-Kul (702 m şi 6 200 km^2), Marea Moartă (398 m şi 1 000 km^2) etc. (fig. 1.2, 1.3, 1.4, 1.5).

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

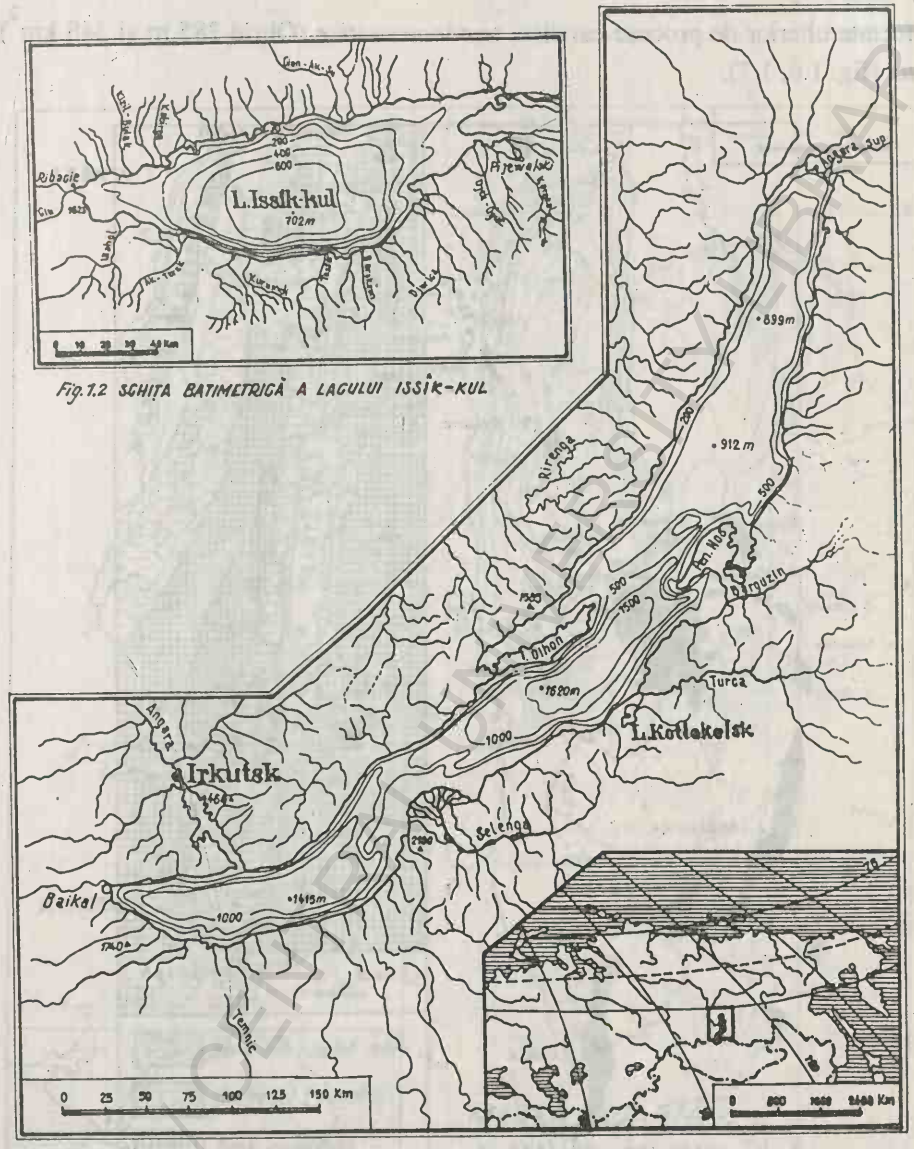


Fig.1.2 SCHIȚA BATIMETRICĂ A LACULUI ISSÎK-KUL

Fig. 1.3. Lacul Baikal - schiţă barimetrică.

Multe din lacurile tectonice au fost modelate de glaciaţiunea de calotă, acestea fiind considerate *tectono-glaciare* (Ladoga 225 m şi 18 400 km^2, Onega 124 m şi 9 900 km^2, Vänern 89 m şi 5 546 km^2 etc.), *tectono-vulcanice*, barate de scurgeri de lavă (Tahoe 501 m şi 499 km^2, Kiwu 480 m şi 2 650 km^2), altele

afectate ulterior de procese carstice, *tectono-carstice* (Ohrid 285 m şi 348 km^2) etc. (fig. 1.6, 1.7).

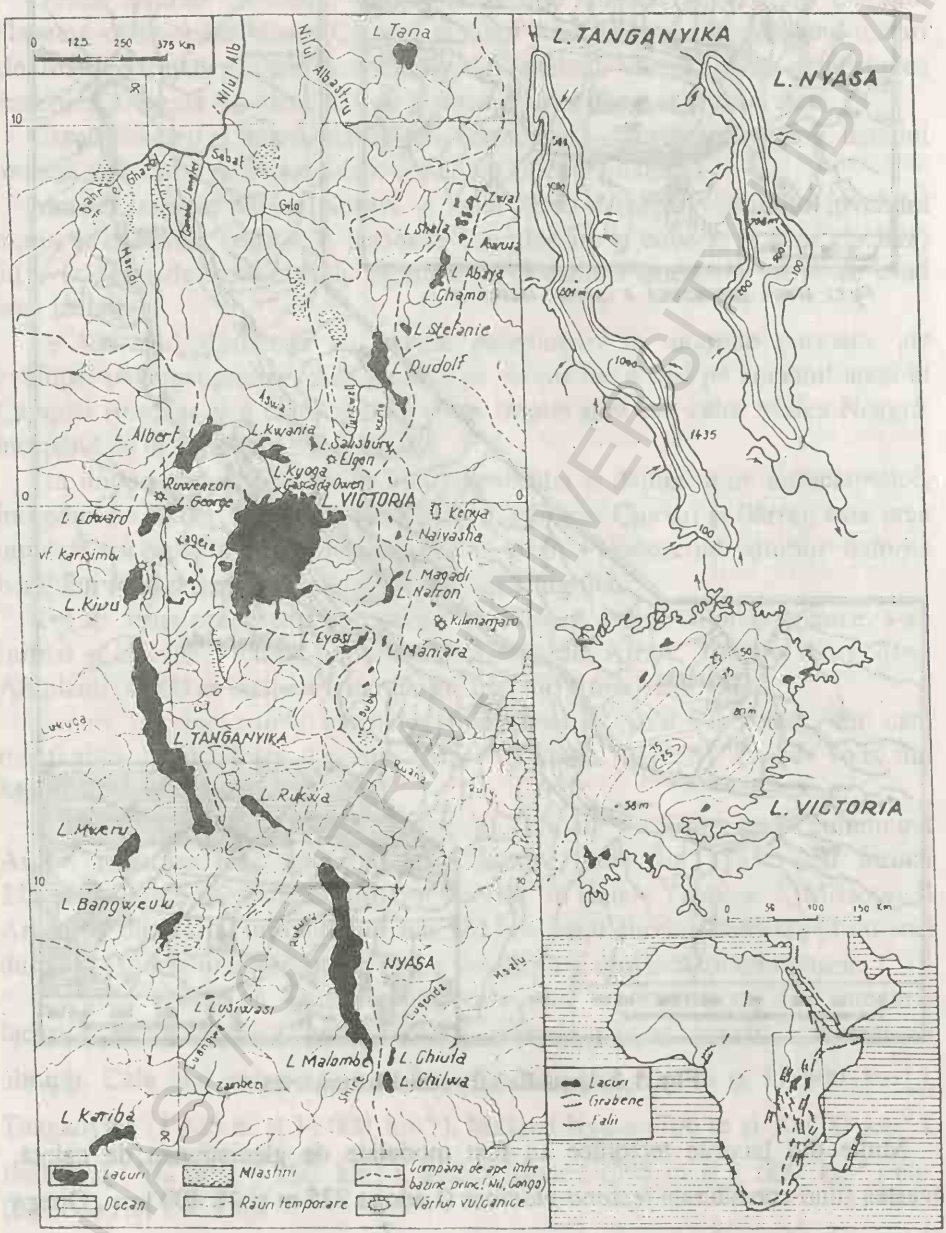


Fig. 1.4. Lacurile din Africa Centrală
(Schiţele batimetrice ale lacurilor Tanganyika, Nyasa şi Victoria)
(după fizico-geograficeskii atlas Mira).

BCU "ST. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

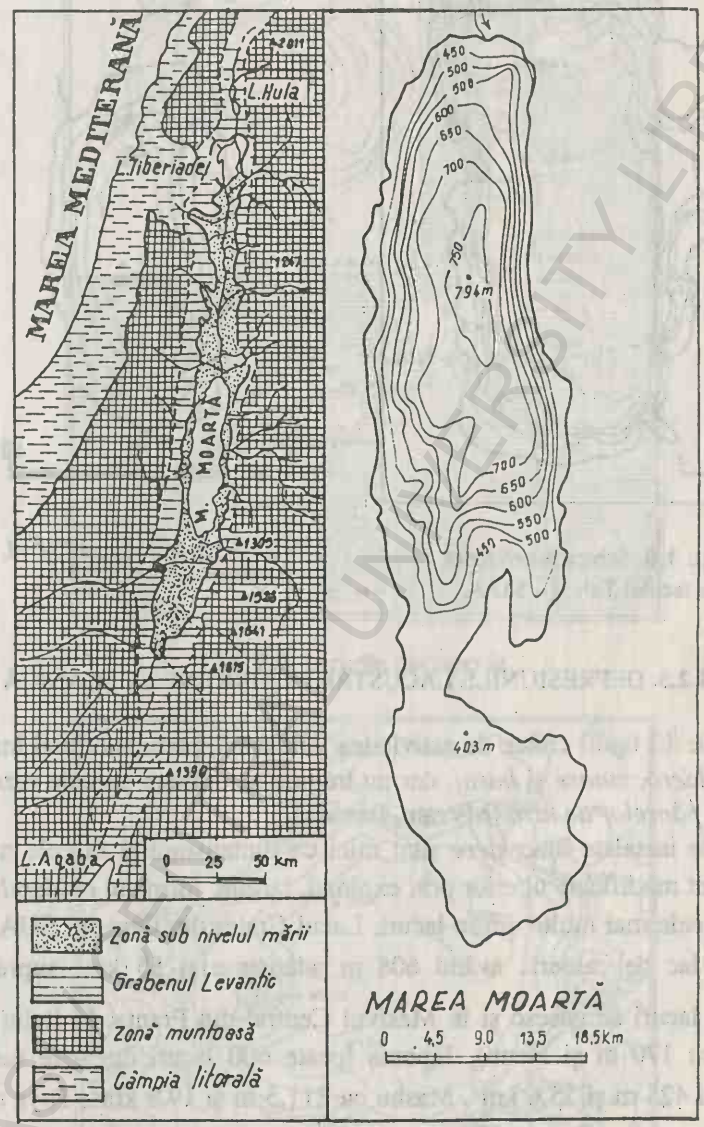


Fig. 1.5. Marea Moartă şi zona înconjurătoare.

BCU IAŞI

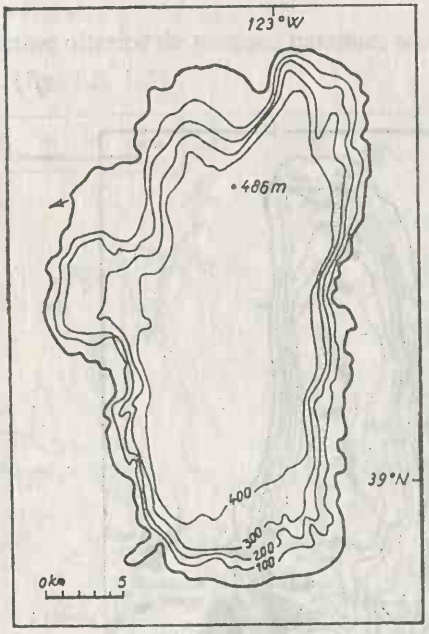


Fig. 1.6. Schiţa batimetrică a lacului Tahoe - S.U.A.

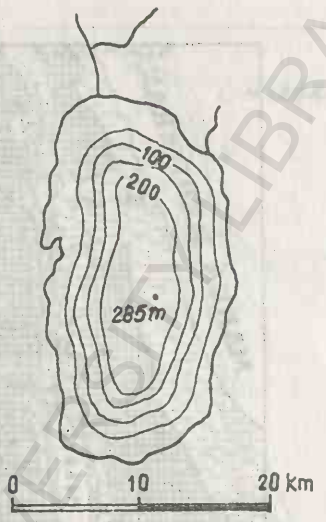


Fig. 1.7. Lacul Ohrid.

1.2.3. DEPRESIUNILE LACUSTRE DE ORIGINE VULCANICĂ

Din cele 13 tipuri create de activitatea vulcanică, patru sunt mai importante, *crater, calderă, maare* şi *baraj,* dar nu trebuie să omitem pe cele rezultate din *încreţirea pânzelor de lavă* (Myvatn, Islanda).

Lacurile instalate în *cratere* sunt mici ca dimensiuni şi în cele mai multe situaţii sunt modificate ulterior prin explozii, lărgite, formând *calderele*, în care se găsesc cele mai multe dintre lacuri. Lacul Crater din Oregon, SUA, este cel mai tipic lac de calderă, având 608 m adâncime şi 55 km^2 suprafaţă, dar asemenea lacuri se găsesc şi în Masivul Central din Franţa, în Italia Centrală (Albano cu 170 m şi Nemi), Japonia (peste 600 lacuri din care menţionăm Tazawa cu 425 m şi 25,6 km^2, Mashu cu 211,5 m şi 19,8 km^2, Toya cu 190 m şi 69,6 km^2, Akan etc.), Indonezia (Kawah-Idjen cu 250 m şi 0,46 km^2). În România, lacul Sfânta Ana (7 m adâncime) din Ciomatu Mare, Munţii Harghitei, are o origine mult disputată (de crater sau de tasare a depozitelor piroclastice) (fig. 1.8, 1.9, 1.10).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

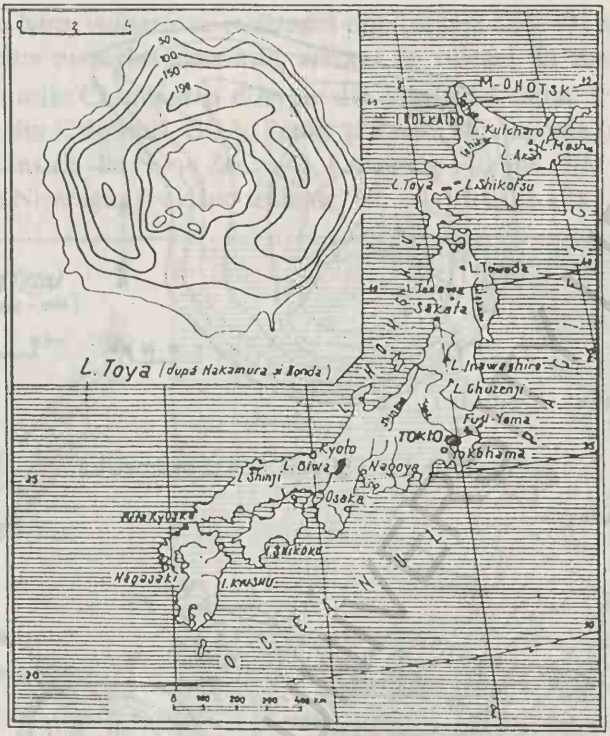


Fig. 1.8. Lacurile din Japonia.

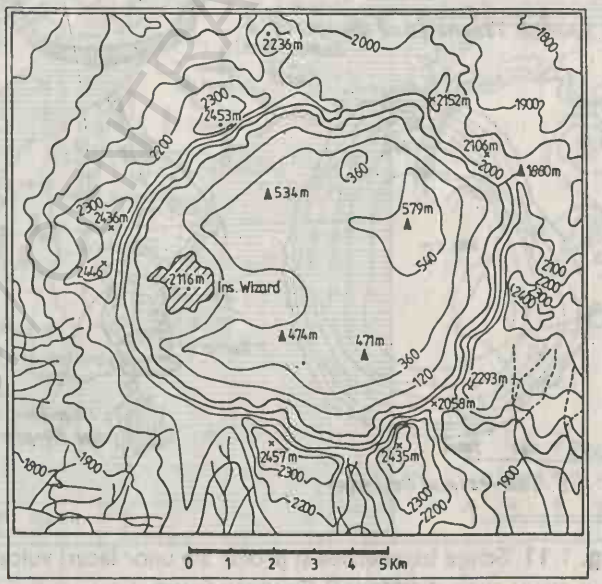


Fig. 1.9. Schița batimetrică a lacului Crater.

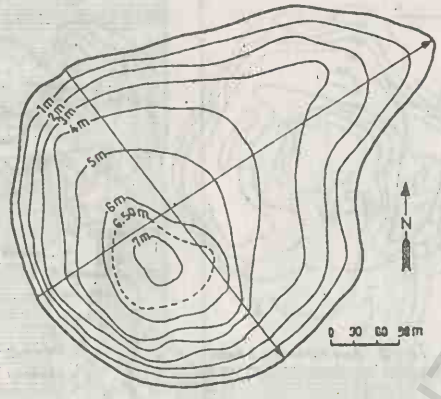


Fig. 1.10. Lacul Sf. Ana. Schiţă batimetrică.

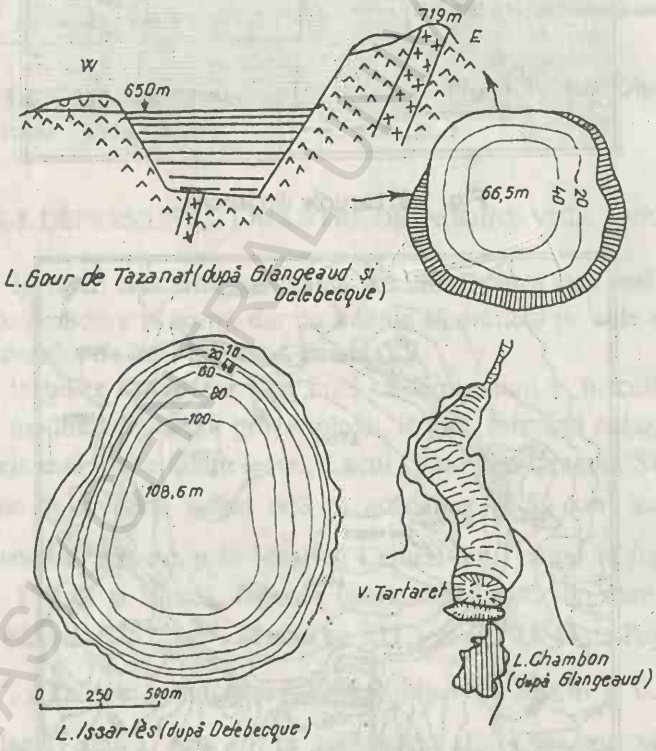


Fig. 1.11. Schiţe batimetrice şi profile ale unor lacuri vulcanice din Masivul Central - Franţa.

BCU IAŞI - CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Lacurile de *baraj vulcanic* se realizează prin bararea unor văi de curgerile de lavă sau de către matrialul piroclastic aruncat de vulcani. În această categorie menţionăm lacurile Chambon şi d'Aydat din Masivul Central, Franţa, lacurile Snag şi Butte din California, SUA, Penke şi Panke din Japonia (parcul Akan), Omapere şi Rotoaria din Noua Zeelandă, Lanao din Filipine (300 m adâncime), Nicaragua din Nicaragua (vulcano-tectonic) etc. (fig. 1.11, 1.12).

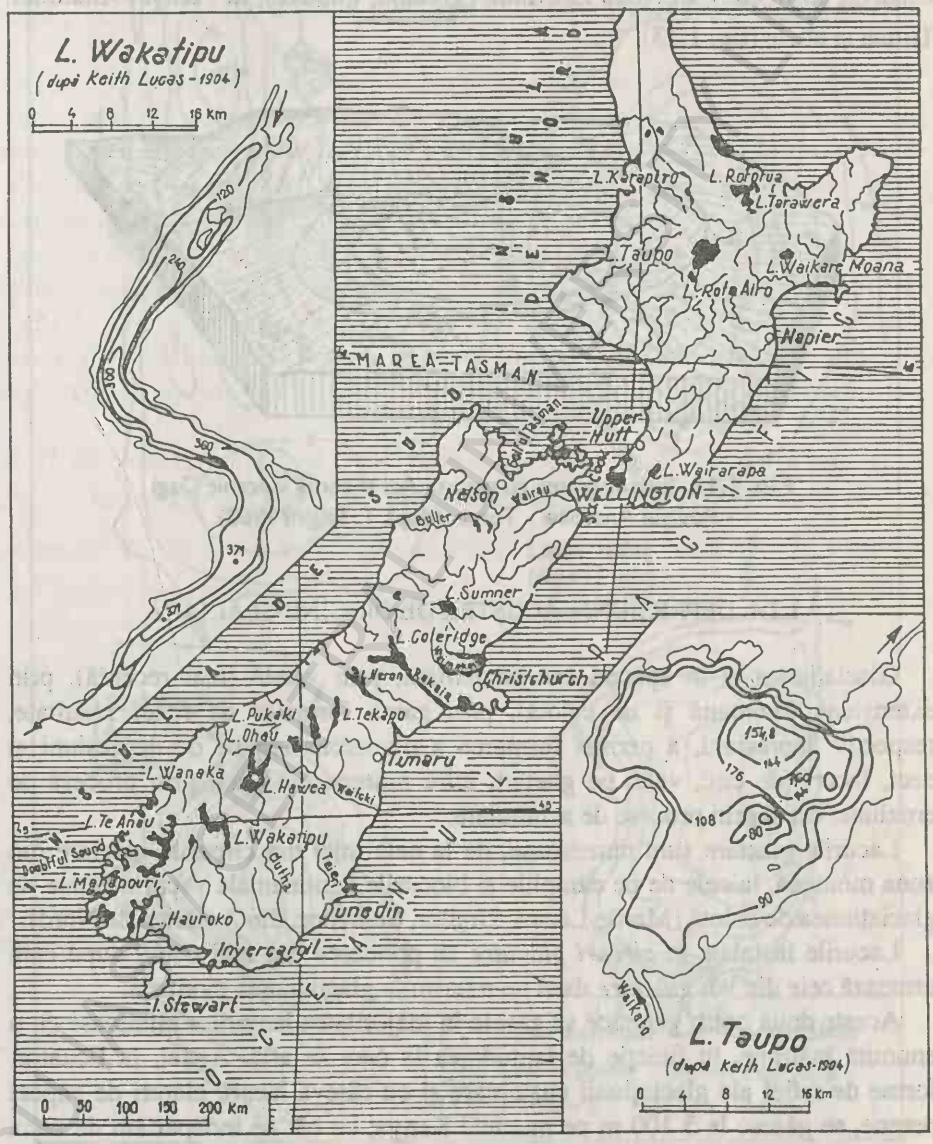


Fig. 1.12. Principalele lacuri din Noua Zeelandă şi doua schiţe batimetrice caracteristice (lac de vale glaciară Wakatipu şi lac vulcano-tectonic Taupo).

Maarele care sunt *cratere de explozie* datorită degajării gazelor, nu au aparat vulcanic la suprafaţă şi au forma unor gropi foarte adânci, suprafeţe mici, fiind situate la nivelul unor podişuri vulcanice sau vecine unor arii vulcanice. Cele mai multe maare, de unde le vine şi denumirea, sunt în Podişul Eifel, Germania (Laacher, Pulver), Masivul Central, Franţa (Issarelèes 108 m, Pavin 92 m, Chauvet 63 m etc.), în Noua Zeelandă (Tiktapu, Pupuke), în Podişul Anatoliei, Turcia şi altele (fig. 1.13).

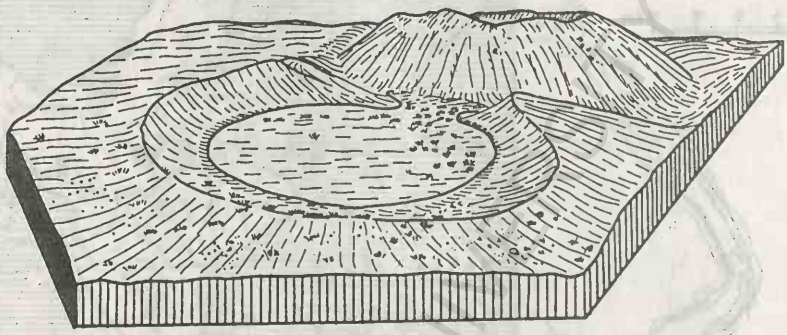


Fig. 1.13. Blocdiagrama cu maarul Agi şi conul vulcanic Dagi - Podişul Anatoliei - Turcia (după T. Bilgin, 1960).

1.2.4. DEPRESIUNI LACUSTRE DE ORIGINE GLACIARĂ

Glaciaţiunea şi în special cea cuaternară, prin vârstă (mai recentă), prin extensiune (montană şi de calotă), prin gama formelor de relief rezultate, respectiv depresiuni, a permis formarea a numeroase tipuri de depresiuni şi deci, lacuri (de circ, vale, pe gheţari, între morene etc.) atât prin procese de eroziune, cât şi prin procese de acumulare.

Lacurile glaciare sunt numeroase, de la cele mici din circurile glaciare din zona montană, la cele de pe câmpiile şi blocurile continentale vechi afectate de glaciaţiunea de calotă (Marile Lacuri, Urşilor, Sclavilor, din America de Nord).

Lacurile instalate în *circuri glaciare* au ponderea cea mai mare, după care urmează cele din *văi glaciare* dacă ne referim la glaciaţiunea montană.

Aceste două tipuri genetice se găsesc în majoritatea lanţurilor muntoase cu o anumită înălţime, în funcţie de latitudinea la care se află. Astfel, la Ecuator, forme de relief ale glaciaţiunii cuaternare şi cu câteva lacuri, alături de zăpezi perene, se găsesc la 5 100 m pe muntele Kenya; cu cât ne îndepărtăm de zona ecuatorială, acest nivel altimetric scade, cum este cazul şi în Carpaţii româneşti,

unde glaciaţiunea a avut limita inferioară între 1 800-2 000 m şi deci relief glaciar cu lacuri de acest tip (Lacurile din Munţii Rodnei, Făgăraş, Parâng, Retezat, Godeanu) (fig.1.14).

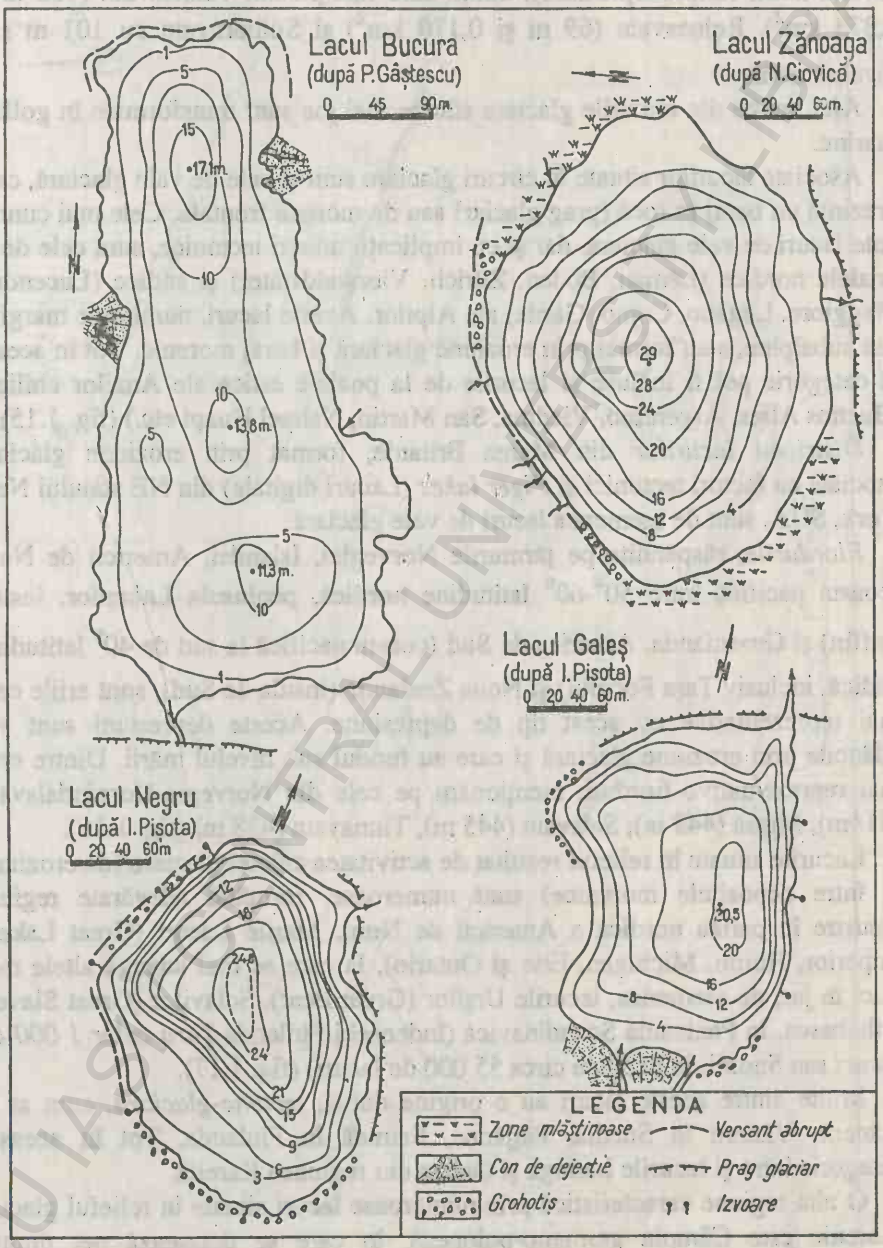


Fig. 1.14. Schiţe batimetrice ale unor lacuri glaciare din Munţii Retezat-România.

În arhipelagul Lofoten, situat dincolo de Cercul Polar de Nord, la vest de ţărmul Norvegiei, pe una din insule (Moskenesøy), se găseşte cea mai mare concentrare a lacurilor de circ glaciar şi al căror fund este situat la 100 m sub nivelul mării (criptodepresiuni), dintre care menţionăm Tennesvatn (168 m şi 0,873 km^2), Reinesvatn (69 m şi 0,170 km^2) şi Solbørnvatn cu 101 m sub nivelul mării.

Aici, multe din circurile glaciare situate mai jos sunt transformate în golfuri marine.

Asociate lacurilor situate în circuri glaciare sunt şi cele de vale glaciară, care prezintă un baraj în rocă (prag glaciar) sau de morene frontale. Cele mai cunoscute lacuri de vale glaciară, dar şi cu implicaţii uneori tectonice, sunt cele de la poalele nordice (Léman, Boden, Zürich, Vierwaldstäter) şi sudice (Lucendro, Maggiore, Lugano, Como, Garda) ale Alpilor. Aceste lacuri, numite de margine sau subalpine, s-au format prin eroziune glaciară şi baraj morenic. Tot în această categorie pot fi incluse şi lacurile de la poalele estice ale Anzilor chilieni (Buenos Aires, Argentino, Viedma, San Martin, Nahuel Huapi etc.) (fig. 1.15).

Districtul lacurilor din Marea Britanie, format prin eroziune glaciară asociată cu factori tectonici şi *Figer lakes* (Lacuri digitale) din NE statului New York, SUA, sunt de asemenea lacuri de vale glaciară.

Fiordurile, răspândite pe ţărmurile Norvegiei, Islandei, Americii de Nord (coasta pacifică între 50°-60° latitudine nordică, peninsula Labrador, insula Baffin) şi Groenlanda, America de Sud (coasta pacifică la sud de 40° latitudine sudică, inclusiv Ţara Focului) şi Noua Zeelandă (insula de Sud), sunt ariile cele mai reprezentative cu acest tip de depresiune. Aceste depresiuni sunt văi adâncite prin eroziune glaciară şi care au fundul sub nivelul mării. Dintre cele mai reprezentative fiorduri, menţionăm pe cele din Norvegia-Hornindalsvatn (514m), Mjøsa (449 m), Salsvatn (445 m), Tinnavatn (438 m) (fig. 1.16).

Lacurile situate în relieful rezultat de activitatea calotei glaciare (de eroziune şi între depozitele morenice) sunt numeroase, formând adevărate regiuni lacustre în partea nordică a Americii de Nord, Marile Lacuri (Great Lakes-Superior, Huron, Michigan, Erie şi Ontario), la care se mai adaugă altele mai mici în jur, de asemenea, lacurile Urşilor (Great Bear), Sclavilor (Great Slave), Athabasca, în Peninsula Scandinavică (îndeosebi Finlanda *Ţara celor 1 000 de lacuri* sau Suomi, în realitate circa 55 000 de lacuri) (fig. 1.17).

Multe dintre aceste lacuri au o origine dublă, *tectono-glaciară*, cum ar fi Vänern, Vättern în Suedia, Päijänne, Saimaa în Finlanda. Tot în această categorie intră şi lacurile Ladoga şi Onega din regiunea Karelia.

O altă regiune caracteristică prin numeroase lacuri situate în relieful glaciar morenic este Câmpia germano-poloneză, în care se detaşează net ţinutul Mazuria din Polonia.

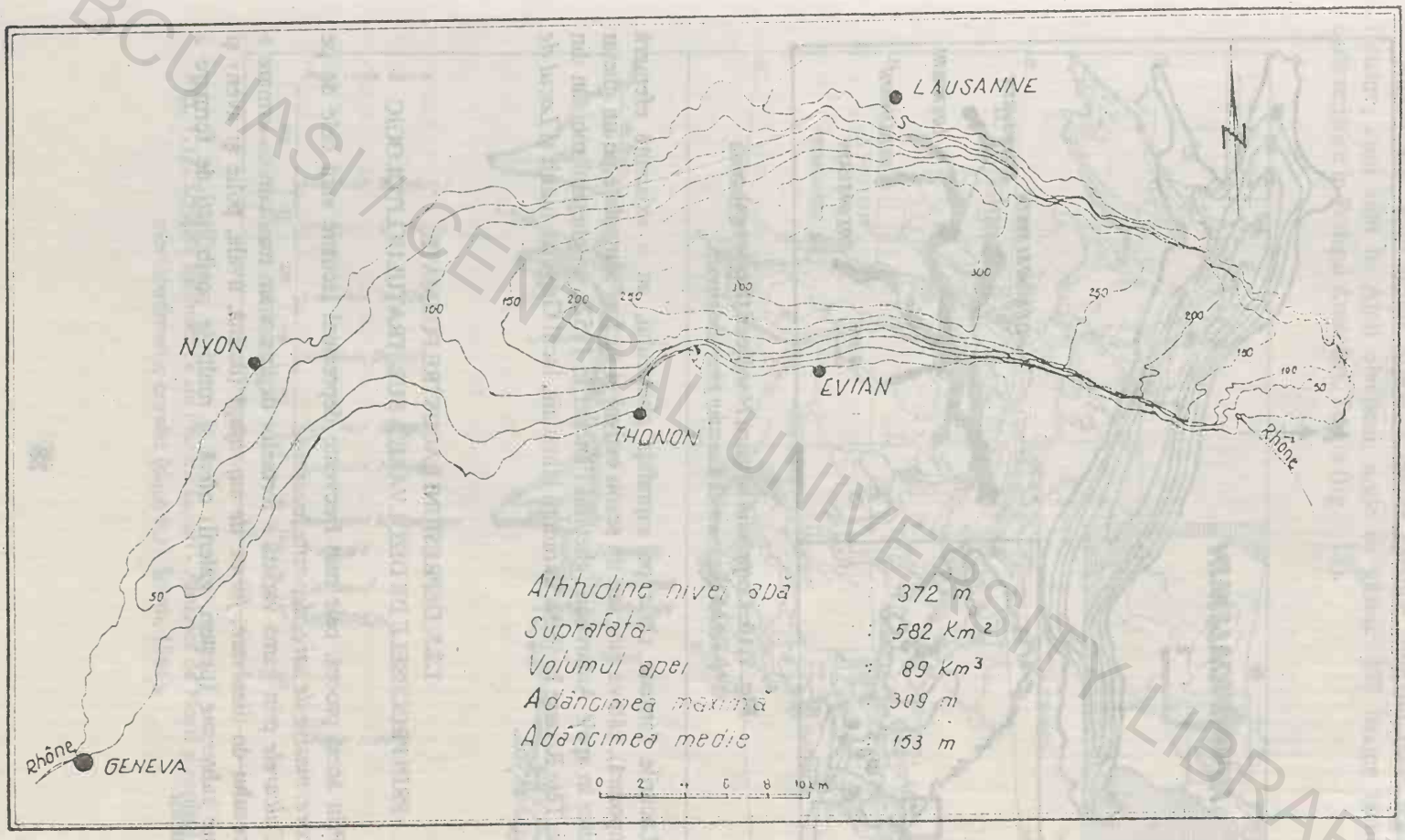


Fig. 1.15. Lacul Léman - Schiţa batimetrică (după Delebegque).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

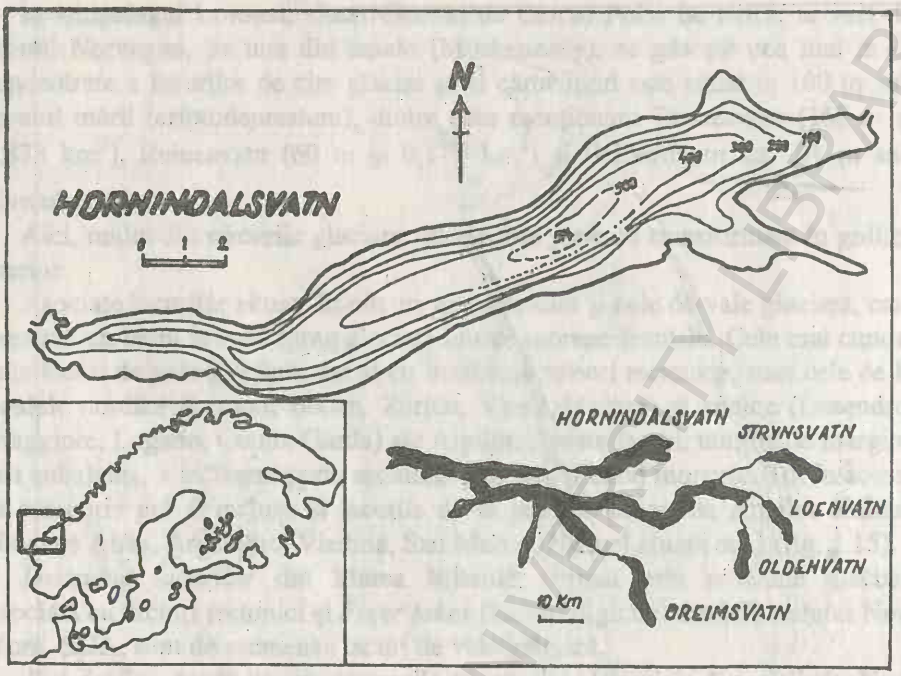


Fig. 1.16. Complexul lacustru Nordfjord (Norvregia) şi schiţă batimetrică a lacului Hornindalsvatn.

Lacurile formate chiar pe suprafaţa gheţarului, au o existenţă efemeră (temporară), câteva luni sau un sezon estival şi au fost semnalate pe un gheţar plutitor în apele Antarcticii (gheţarul Fletcher în 1952), pe gheţarul montan din Alpi, Tête Rousse în 1892, în munţii Himalaia, lacul Gapshan numit şi *Lacul de gheaţă* Skyok.

1.2.5. DEPRESIUNI LACUSTRE FORMATE PRIN PROCESELE DE DIZOLVARE A SUBSTRATULUI LITOLOGIC

Prin acest proces, cele mai frecvente depresiuni lacustre sunt cele de pe *calcare, masive de sare, depozite loessoide.*

Calcarele prin gama variată a formelor depresionare rezultate ca urmare a procesului de dizolvare, *forme de suprafaţă* (dolină, uvala, polie şi aven) şi *forme subterane* (peşteri, galerii) oferă şi multiple posibilităţi de formare a lacurilor.

Numeroase lacuri ocupă avene şi doline carstice formând reale regiuni lacustre, cum sunt în Alpii elveţieni, unde se găsesc 258 bazine lacustre caracteristice în Podişul Anatoliei, Turcia (fig. 1.18).

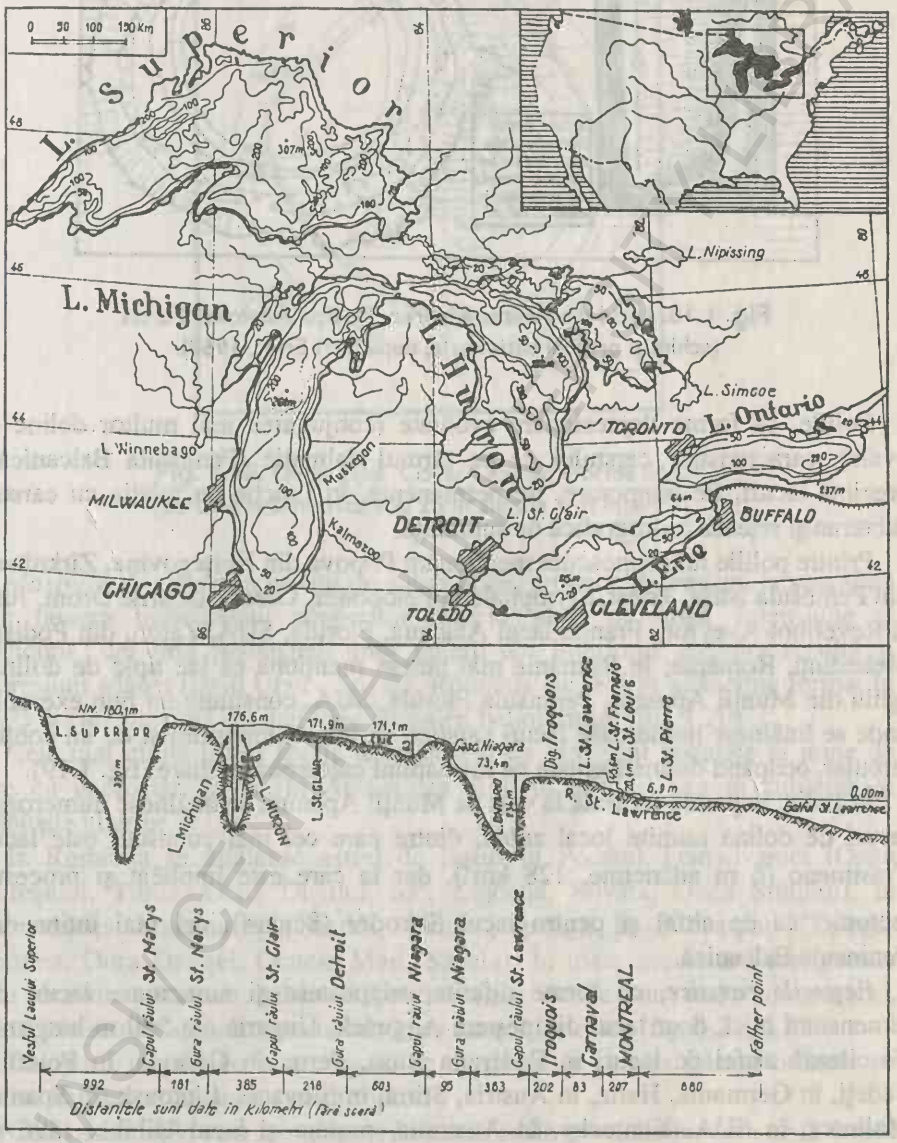


Fig. 1.17. Schiţele batimetrice ale Marilor Lacuri - America de Nord şi profilul morfobatimetric corelat (după R.H. Smith, 1966).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

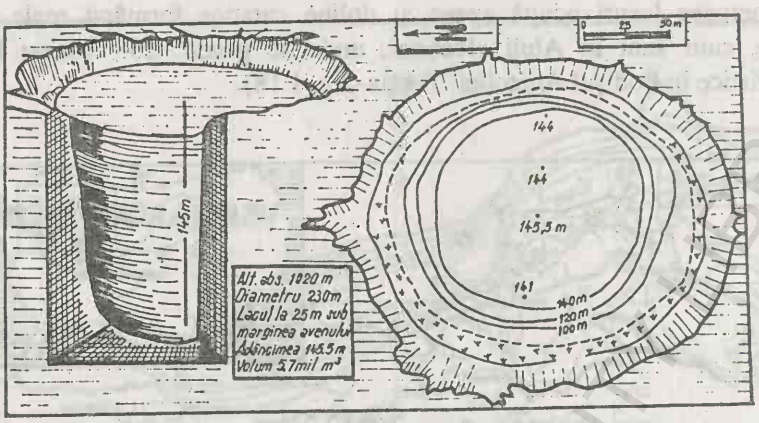


Fig. 1.18. Lacul din Avenul Kizören, Podişul Anatoliei Turcia (schiţă şi profilul batimetric, după Sirri Erinç, 1960).

Poliile, ca forme depresionare evoluate (conjugarea mai multor doline şi uvale), caracteristice carstului de pe ţărmul dalmatic (Peninsula Balcanică), prezintă lacuri, fie temporare, fie permanente, în funcţie de relaţia cu carstul subteran şi reţeaua hidrografică de suprafaţă.

Printre poliile mai cunoscute menţionăm Popova din Herţegovina, Zîrknîtzer din Peninsula Istria, Triest, Stymphale în Peloponez, Grecia, lacurile Drom, Jura şi Revermot-Aveyron, Franţa, lacul Alachua, Florida, SUA, Zăton, din Podişul Mehedinţi, România; în România mai putem menţiona ca lac tipic de dolină, Ighiu din Munţii Apuseni. Peninsula Florida, SUA, constituie un bun exemplu unde se întâlnesc numeroase lacuri carstice de mici dimensiuni şi cu un contur circular, ocupând doline formate pe formaţiuni calcaroase terţiare (fig. 1.19).

În Italia, în partea centrală la vest de Munţii Apenini, se întâlnesc numeroase lacuri de dolină numite local *zubbi*, dintre care cel mai cunoscut este lacul Trasimeno (6 m adâncime, 128 km^2), dar la care este implicat şi procesul tectonic, ca de altfel şi pentru lacul Shkodër (Scutari), cel mai întins din Peninsula Balcanică.

Peşterile carstice, cu forme diferite, adăpostesc şi numeroase lacuri de dimensiuni mici, doar lacul din peştera Aggtelek, Ungaria are 500 m lungime. Se citează astfel de lacuri în Federaţia Rusă, Perm, în Georgia, în Polonia, Sudeţi, în Germania, Hartz, în Austria, Stiria, în Slovacia, Liptovsk, în Spania, Mallorca, în SUA, Kentucky, în Australia, peştera şi lacul Uibibbi (396 m lungime şi de 30 m adâncime), în Mexic, peştera şi lacul Hactun-Yukatán (165 m lungime, 40 m înălţime şi 30 m adâncime), în România, Mehedinţi, în alte ţări ca Italia, Franţa, Elveţia, Zambia, Libia etc.

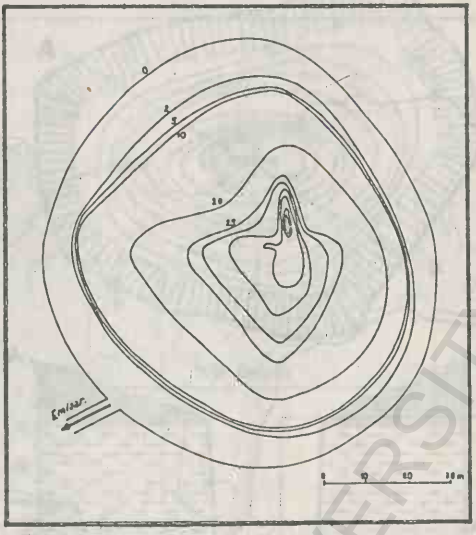


Fig. 1.19. Deep Lake, Collèr Counly, Florida S.U.A.
(curbele batimetrice sub 25 m sunt la 1 m interval).

Masivele de sare prin gradul de solubilitate, produce depresiuni la suprafaţă prin tasarea materialului acoperitor (brecia sării) de mică extensiune şi adâncime, dar prin prăbuşirea unor galerii din interiorul acestora rezultă şi depresiuni adânci (lacul Ursu - Sovata, România cu 18,5 m adâncime format în 1 875 şi care prezintă cel mai tipic fenomen heliotermic) (fig. 1.20).

Cele mai multe lacuri legate de masivele de sare sunt instalate în mine de sare cu exploatări la zi (în Antichitate şi Evul Mediu) sau în subteran şi prăbuşite ulterior.

În România se întâlnesc astfel de lacuri în Podişul Transilvaniei (Ocna Mureşului, Turda, Ocna Dejului, Sic, Cojocna, Sovata, Ocna Sibiului), în Depresiunea Maramureş (Coştiui, Ocna Şugatag), în Subcarpaţi (Telega-Doftana, Gura Ocniţei, Ocnele Mari, Săcelu). În toate aceste arii menţionate s-au dezvoltat staţiuni balneoterapeutice (mai dotate sau mai rudimentare), folosindu-se atât apa cât şi nămolul de pe fundul lacurilor (fig. 1.21, 1.22).

Desigur că astfel de lacuri legate de masivele de sare se găsesc oriunde pe Terra, fie că sunt naturale sau antropice.

Câteva exemple sunt menţionate în lucrările de specialitate, cum ar fi: Lacul Mansfelder din SV Saxoniei, Germania, lacurile Besse, Marele şi Micul Lautien din departamentul Var, Franţa etc.

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

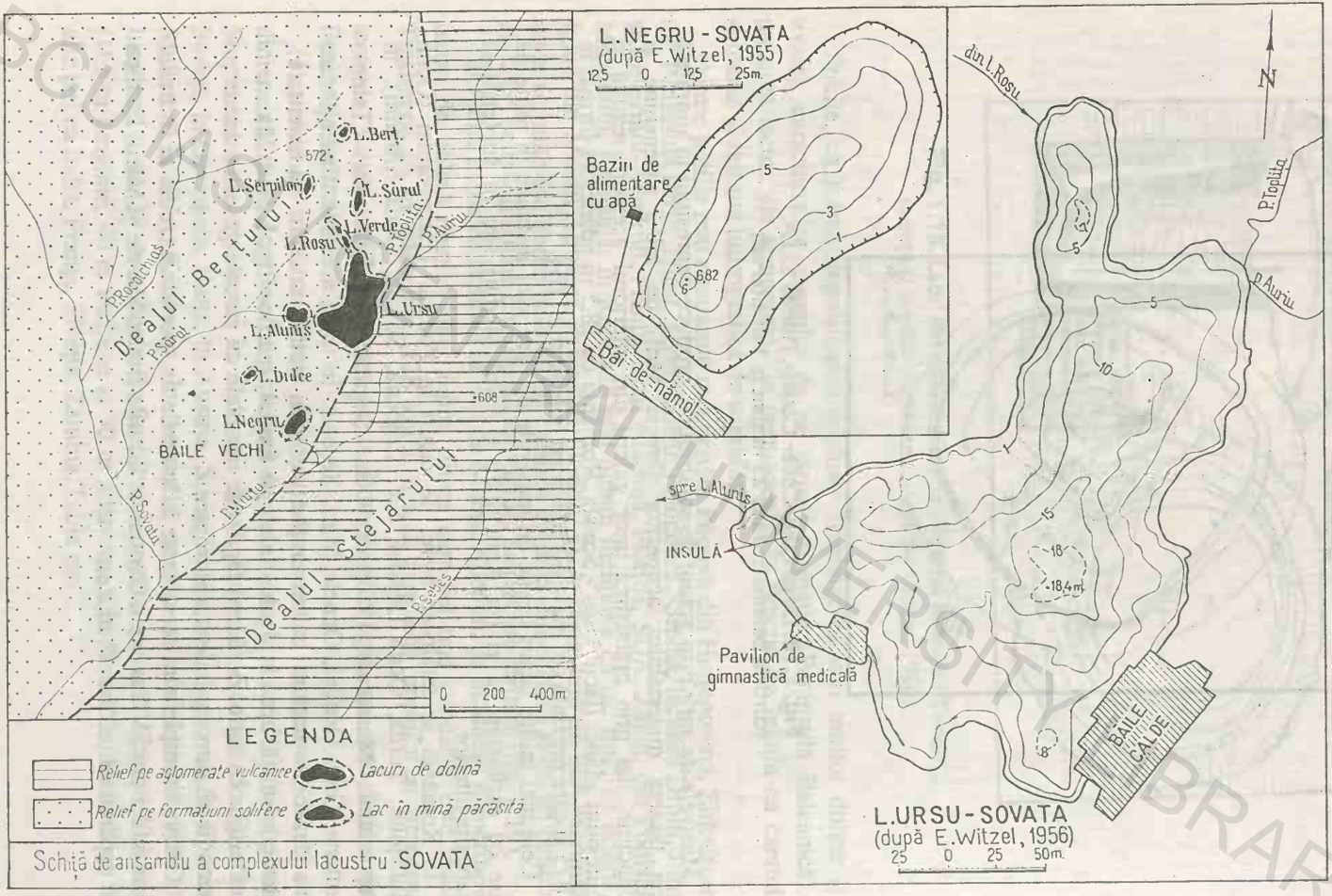


Fig. 1.20. Lacurile de la Sovata.

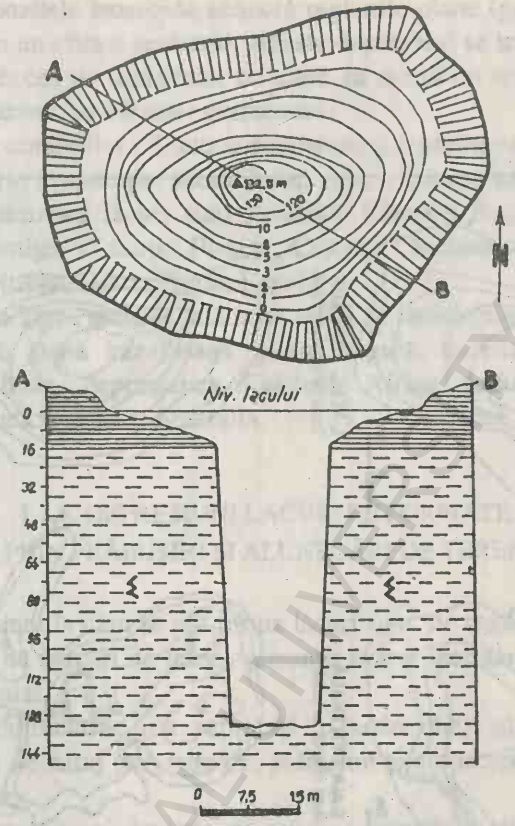


Fig. 1.21. Schiţa batimetrică şi profilul morfobatimetric al lacului Avram Iancu de la Ocna Sibiului (după I.Maxim, 1931).

Gipsul, acolo unde se găseşte la suprafaţă sau la mică adâncime, prin dizolvare rezultă depresiuni în care se adună apa formându-se lacuri de mică extindere. Lacuri de acest tip sunt semnalate de cunoscutul limnolog italian Olinto Marineli în 1898, în Sicilia (lacurile Pergusa, Cannarella, Gaspa); în Alpii francezi, limnologul francez A. Delebeque (1898) citează lacul Girotte (57 ha suprafaţa şi 99 m adâncime), cu caracteristici termice deosebite şi cantităţi mari de H_2S, în Alpii Dinarici, Lacul Campo, Lacurile Slava, Castella).

În România sunt citate lacurile Nucşoara de lângă Brădet, Argeş, Brebu, Prahova, formate pe substrat constituit din gipsuri.

Depozitele loessoide. Prin procesele de sufoziune chimică şi mecanică se realizează în urma tasărilor la suprafaţă, depresiuni puţin adânci (2-10 m), de extindere diferită (de la sute de m^2 la zeci de ha), cunoscute în România sub numele de *crovuri* şi în literatura anglo-saxonă de *sinkhole.*

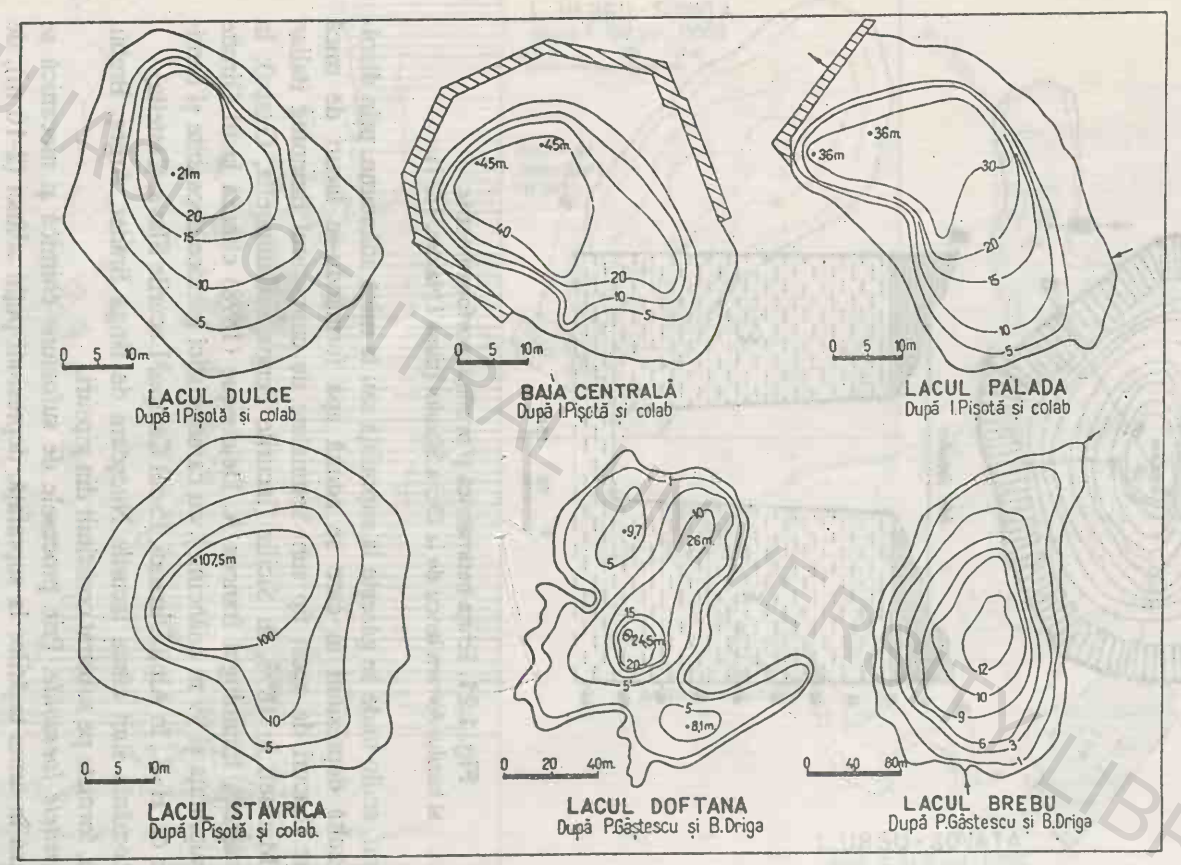


Fig. 1.22. Schițele batimetrice ale unor lacuri cartosaline și antroposaline de la Telega și Brebu - Câmpina.

De obicei, depozitele leossoide acoperă regiunile plane (podişuri, câmpii) şi sunt asociate şi cu un climat semiarid. Aceste depresiuni se transformă în lacuri în perioadele cu exces de umiditate, iar când au relaţii cu reţeaua hidrografică sau cu apele subtarane, au caracter permanent.

Datorită, însă, condiţiilor climatice semiaride şi faptului că pierderea apei se face, de regulă, prin evaporaţie, aceste lacuri sunt salmastre sau sărate.

În România asemnea lacuri sunt specifice Câmpiei Române şi îndeosebi Bărăganului Ialomiţei (Tătaru, Plaşcu, Colţea, Chichineţu) şi Bărăganului Brăilei (Movila Miresii, Ianca, Plopu, Esna).

Alte regiuni pe Terra unde se întâlnesc astfel de lacuri (potenţial) menţionăm stepa ukraineană, stepa kazahstană, pusta ungară, preeria nord-americană, pampasul argentinian, depresiunea Kalahari, Africa, sudul munţilor Atlas, Africa, Depresiunea Centrală, Australia.

1.2.6. DEPRESIUNI LACUSTRE FORMATE PRIN PRĂBUŞIRI ŞI ALUNECĂRI DE TEREN

Aceste depresiuni în care se pot forma lacuri sunt, de regulă, văile unor râuri mai mici, barate de surpări de teren, versanţii având înclinări mici cu un relief de alunecare ondulat.

Cele mai semnificative (ca suprafaţă şi adâncime) sunt depresiunile şi respectiv lacurile de baraj prin surpare, prăbuşire şi alunecare a materialelor de pe versanţii văilor.

Existenţa acestor lacuri depinde de natura materialului din baraj (roci dure, roci friabile) şi de debitul râului barat. Când debitul este semnificativ (de ordinul zecilor de m^3/sec.) şi materialul din baraj friabil, lacul are existenţă scurtă, luni şi cel mult câţiva ani. Situaţia este diferită când aceste componente sunt opuse, lacul putând persista mulţi ani, prin faptul că se realizează un echilibru între debitul de apă intrat şi cel ieşit prntr-un emisar cu secţiune de scurgere stabilă.

În România este cunoscut Lacul Roşu-Bicaz, format în 1837 prin prăbuşirea unor stânci calcaroase, dar şi cu material friabil de pantă, de pe muntele Suhardul Mic şi de pe muntele Ucigaşul ce flanchează albia Bicazului. Fenomenul a fost declanşat de un cutremur produs în regiunea Vrancea.

Lacul Roşu şi-a stabilit un echilibru în bilanţul hidric şi persistă şi astăzi (fig. 1.23).

Lacuri similare s-au mai format în Munţii Maramureş, Lacul Betiş în 1957, dar a fost drenat ulterior, în Munţii Vrancei Lacul Bălătău pe un afluent al Uzului, format în 1883, care există şi în prezent, puternic colmatat.

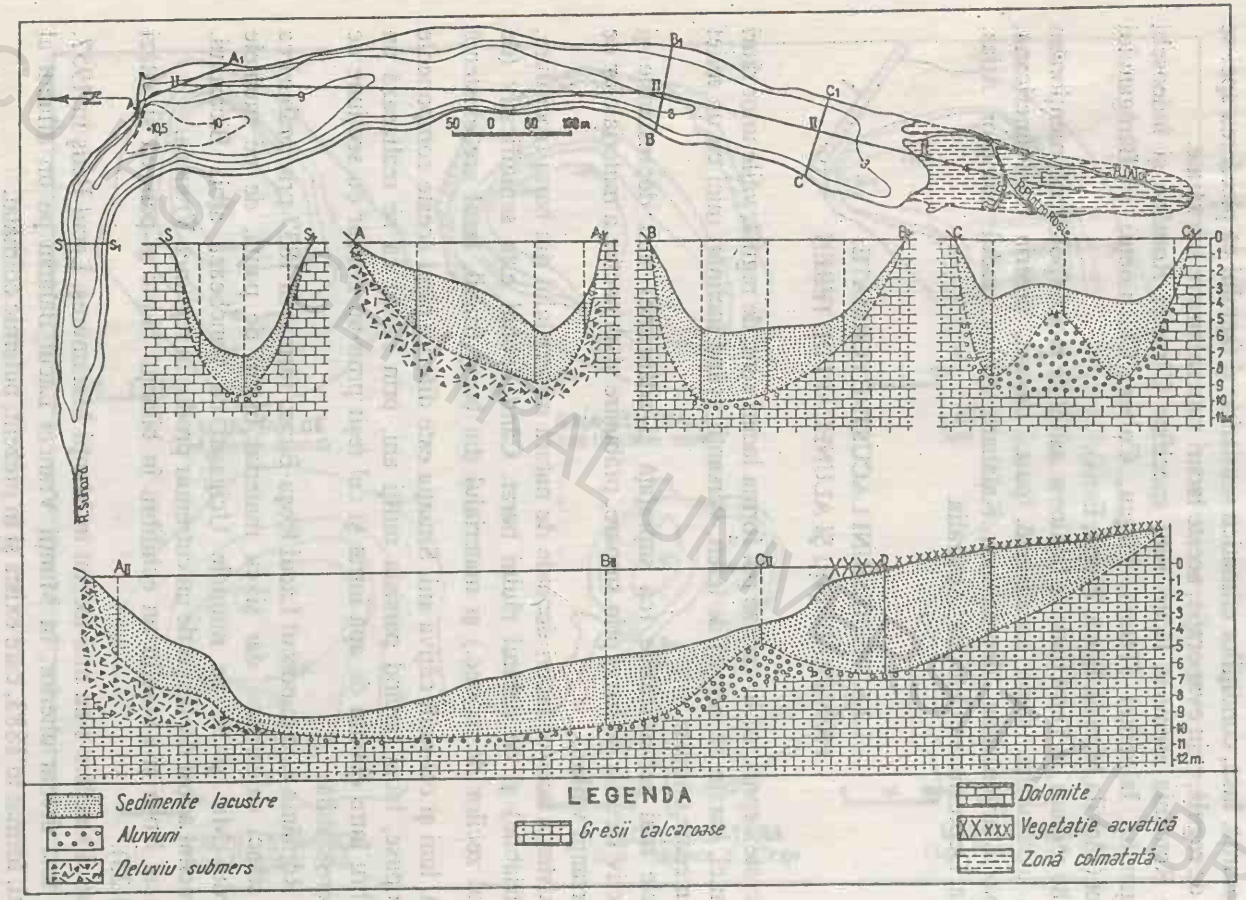


Fig. 1.23. Lacul Rosu - Bicaz. Schita batimetrica (dupa Pisota, 1957) si profilele morfologice (dupa I. Bojoi, 1968).

Cel mai mare lac de acest tip este lacul Sarez (505 m adâncime şi 88 km^2), situat pe valea râului Murgab, la 3 259 m altitudine din Munţii Pamir, Tadjikistan, lac care s-a format în 1911 şi persistă, având un baraj consolidat cu emisar stabil.

Unele lacuri de baraj de mari dimensiuni n-au persistat în timp, mai mult, prin ruperea barajului s-au golit în 24 de ore, la puţin timp după formare.

Pe râul Gange, tot în cursul superior, s-a format un alt lac în 1893, cu o adâncime de 250 m, care după 8 luni s-a golit, distrugând numeroase aşezări omeneşti din aval.

1.2.7. DEPRESIUNI LACUSTRE FORMATE PRIN ACTIVITATEA EOLIANĂ

Aceste depresiuni se pot forma atât în relieful dintre dune, cât şi prin acţiunea de eroziune (coraziune) a unor suprafeţe de teren. În ambele situaţii, depresiunile sunt puţin adânci, în special cele de coraziune, iar poziţia geografică este, de regulă, în regiunile semiaride, cu puţine şanse de a se realiza lacuri permanente în condiţii climatice specifice. Exemple de lacuri între dune de nisip se cunosc în Nebraska, SUA, în bazinul râului Tarim din deşertul Takla Makan, unde chiar lacul Lob Nor (*lacul rătăcitor*) este situat în acest relief. Şi lacul Ciad din Africa, situat la marginea pustiului Sahara, este afectat mult de procesul eolian prin deplasarea dunelor.

Lacuri situate în depresiuni de coraziune se întâlnesc în sudul Munţilor Atlas, cunoscutele *şoturi* sahariene şi în Africa australă, în deşertul Kalahari, numite *pan*-uri (tigăi).

Lacul Eyre din Australia, pe lângă faptul că a moştenit o vastă depresiune tectonică, a suferit şi procesele de coraziune.

În România, depresiunile de tip crov din Bărăgan, au fost explicate prin procesele de deflaţie (coraziune), care pot fi excluse, dar nu determinante. Lacuri efemere între dune de nisip se întâlnesc în spaţiul dintre Olt şi Jiu (Câmpia Romanaţilor), în apropierea localităţii Apele Vii.

1.2.8. DEPRESIUNILE LACUSTRE REZULTATE DIN ACŢIUNEA FLUVIATILĂ

Scurgerea apei la suprafaţa terenului şi în reţeaua de văi este procesul capabil să formeze depresiuni închise prin eroziune şi acumulare sau prin combinarea celor două procese naturale.

Lacurile din depresiunile de eroziune sunt asociate cu albia râului, cum ar fi în cazul celor formate în perioada secării râului (ochiurile de apă din sectoarele

de albie mai adânci), de meandrele abandonate (meander scrolls) sau la baza unor praguri-cascade (în America de Nord se numesc *plunge pools*). Exemple de lacuri de meandru mai aproape de orizontul nostru geografic sunt Bentul Lătenilor în Balta Ialomiţei, Zătonul Plopilor şi Dunărea Veche în Balta Brăilei, Gorgostel, Erenciuc şi Belciug în Delta Dunării.

A doua categorie de lacuri de origine fluviatilă sunt cele de *acumulare*, cum ar fi barajele produse de un râu mare la confluenţa cu un tributar mic, acestea fiind cunoscute sub denumirea de *limane fluviatile*, destul de numeroase în cursurile inferioare ale râurilor. În România le menţionăm pe cele din cursurile inferioare ale Ialomiţei, Sărăţuica, Fundata, Iezer, Schiauca, Strachina, ale Buzăului, Costeiu, Jirlău, Amara, Câineni, Balta Albă, Ciulniţa, ale Dunării, Moştiştea, Gălăţui, Bugeac, Oltina, Mârleanu, Vederoasa, Hazarlâc, Cerna. La acestea din urmă mai adăugăm pe cele din sudul Basarabiei, Cahul, Ialpug, Catlabuh şi Chitai (fig. 1.24).

În luncile dezvoltate ale râurilor, între grindurile care formează albia minoră şi contactul cu terasele fluviatile sau câmpia, se formează depresiuni extinse şi puţin adânci, în care apa de la inundaţii sau din izvoare formează *lacuri de luncă* (bălţi), destul de numeroase anterior îndiguirii şi desecării luncilor Dunării, Ialomiţei, Siretului, Prutului, ca să numim doar râurile mai apropiate.

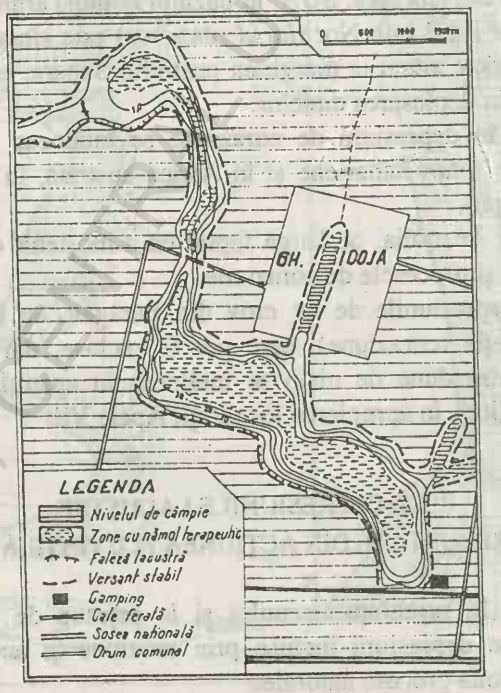


Fig. 1.24. Lacul Fundata- schiţă morfologică şi batimetrică.

Lacuri ca Bistreţ, Potelu, Suhaia, Mahâru, Greaca, Călăraşi, Şerbanu, Crapina, Jijila erau cele mai mari în lunca Dunării, multe dintre ele fiind astăzi desecate sau reduse în suprafaţă.

Tot în categoria lacurilor din relieful de acumulare fluviatilă includem lacurile de *tip deltă*, frecvente în zonele terminale ale fluviilor. În Delta Dunării au rămas încă circa 480 lacuri, dintre care Furtuna, Trei Iezere, Matiţa, Babina, Merhei, Bogdaproste, Gorgova, Isac, Roşu, Puiu, Lumina, Dranov sunt cele mai mari, unele dintre ele constituind complexe lacustre prin relaţiile morfohidrografie şi hidrologice existente.

Exemple de lacuri de origine fluviatilă se pot da din majoritatea ariilor geografice, în special în cursurile inferioare ale râurilor unde străbat câmpii sau podişuri, panta profilului longitudinal fiind prin urmare mică.

1.2.9. DEPRESIUNI LACUSTRE FORMATE PRIN PROCESE MARINE LITORALE

Valurile şi curenţii care acţionează în lungul coastelor marine, transportă materiale erodate sau aduse de râuri şi dispuse sub forma cordoanelor (grinduri marine) care închid total sau parţial gurile unor râuri mici, formând *limane marine* sau golfurile existente, formând *lagune marine*. Atât limanele, cât şi golfurile marine se găsesc pe ţărmurile joase, iar în geneza lor, pe lângă procesele de acumulare care determină formarea cordoanelor, au contribuit într-o etapă anterioară şi procesele de abraziune, la gurile de vărsare ale râurilor şi în golfurile litorale.

Ţărmurile marine joase cu cordoane şi perisipuri în care sunt incluse lagune marine reprezintă 13 % din lungimea acestora la scara planetară. Cel mai mare procent cu ţărmuri barate de cordoane se găseşte în Oceanul Arctic (21 %), urmat de Atlantic (17 %), Indian (15 %) şi Pacific (7%).

Pe lângă procesele actuale de abraziune şi acumulare litorală, în formarea golfurilor şi estuarelor (viitoare limane marine), au contribuit mişcările epirogenetice de coborâre a uscatului şi eustatismul pozitiv după ultima glaciaţiune cuaternară, când nivelul mării s-a ridicat şi au fost inundate părţile joase, câmpiile litorale.

Printre ţărmurile marine cele mai lungi, cu lagune, menţionăm Golful Mexic între Peninsula Yukatán şi Florida, cu 1 500 km, ţărmul Mării Mediterane între Munţii Pirinei şi Alpi (Golful Lyon) şi Golful Biscaya de la Oceanul Atlantic între estuarul Gironde şi Munţii Pirinei, localitatea Biaritz (Franţa). Cea mai mare lagună de pe glob este Maracaibo (14 343 km^2 şi 250 m adâncime), situată pe ţărmul nordic al Americii de Sud în Marea Caraibelor) (fig. 1.25).

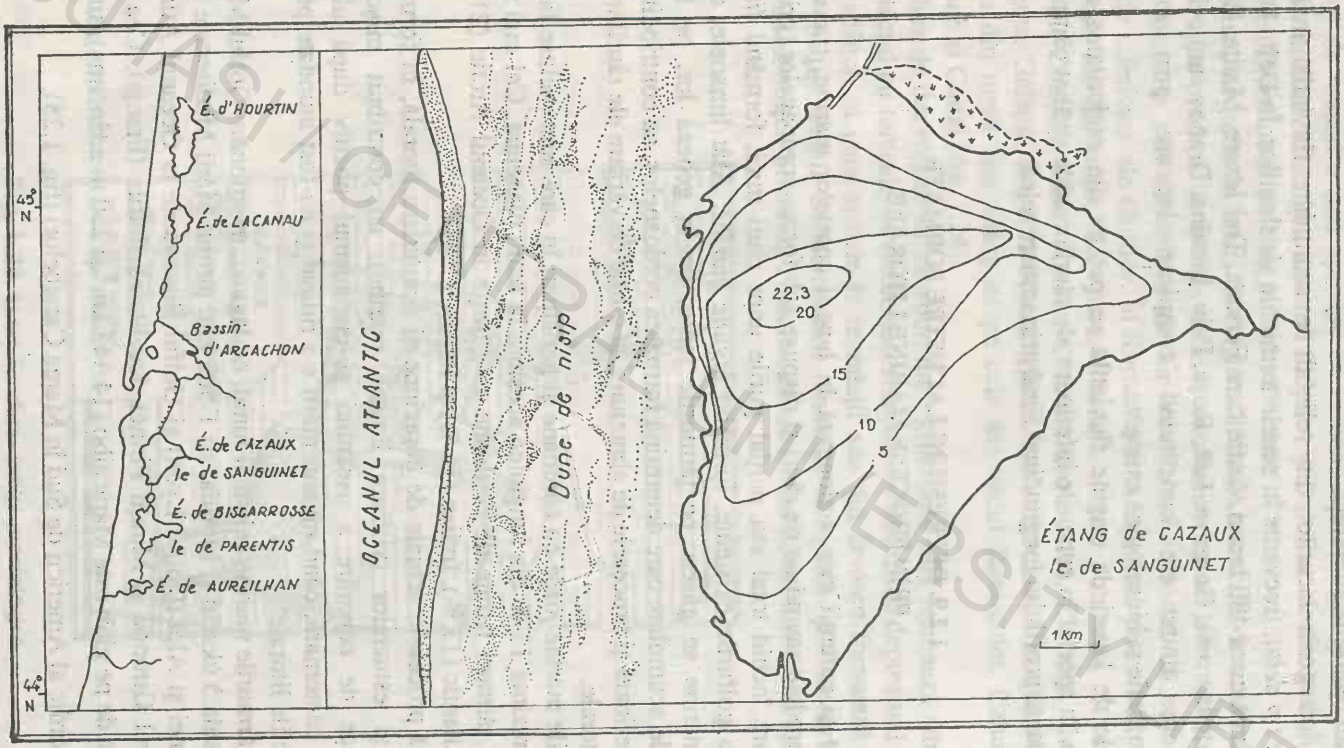


Fig. 1.25. Lagună marină în Golful Biscaya - Franţa.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În România, limanele marine tipice sunt Taşaul şi Gargalâc, Agigea (parţial afectat de canalul Dunăre-Marea Neagră), Techirghiol, Tatlageac, Mangalia, iar dintre lagune, complexul Razim-Sinoie, care ocupă golful antic Halmyris, Siutghiol şi mlaştina Mangalia (Ezerul Hergheliei) (fig. 1.26, 1.27, 1.28,*a*, *b*).

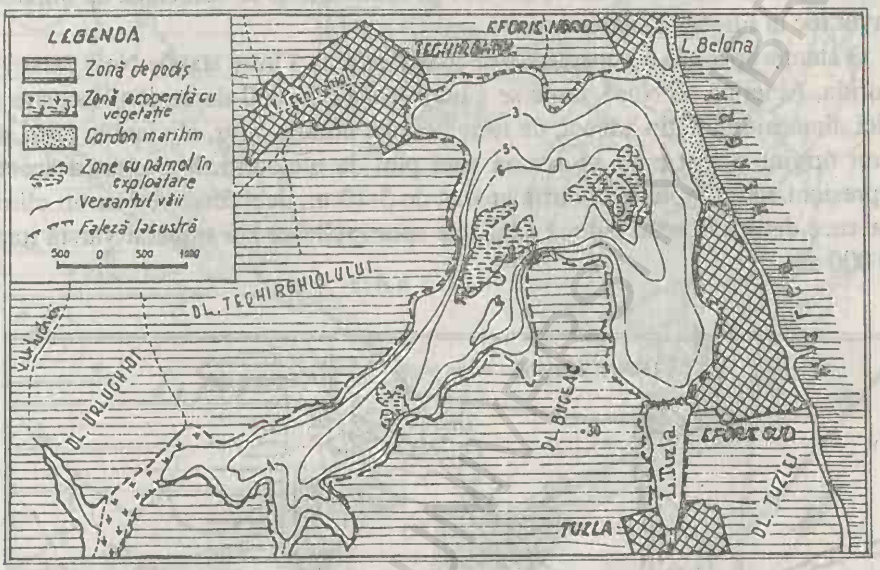


Fig. 1.26. Schiţa morfologică şi batimetrică a lacului Techirghiol.

1.2.10. ALTE TIPURI DE DEPRESIUNI LACUSTRE

Depresiuni lacustre de origine coraligenă, atoli, se formează în zonele tropicale, acolo unde se îndeplinesc anumite condiţii de formare a coloniilor de corali (vezi capitolul referitor la viaţa în mediul marin, Oceanografia).

Atolii au, de regulă, o formă circulară, dar insulele de corali pe care se găsesc au contururi foarte diferite. Prin fixarea insulelor de corali de fundul marin, apa din interiorul atolului nu mai comunică cu cea a oceanului din jur şi datorită precipitaţiilor bogate din regiune, salinitatea scade până la îndulcire, cum este cazul lacului de pe insula Clipperton din vestul coastelor mexicane, adânc de 37 m. Cunoscutul limnolog japonez S.A. Yoshimura a descris două lacuri de acest tip, Akaike şi Oike, situate pe insulele Kita şi Jima din arhipelagul Nampo din SE Japoniei. Cele mai multe lacuri de atol se găsesc în oceanele Pacific şi Indian.

Depresiuni lacustre formate prin impactul meteoriţilor sunt destul de puţine şi controversate de specialiştii în problemă. Astfel, lacul Busumtwi din Ghana, Africa, Lonar din Podişul Dekan, India şi Pretoria Salt Pan din Africa australă

sunt controversate încă asupra originii (de impact meteoritic sau vulcanice) (fig. 1.29).

Lacul Chubb sau Ungava din Peninsula Labrador, Canada este tipic, bine studiat, craterul având un diametru la partea superioară de 3 350 m, iar adâncimea de 410 m. Lacul, ca atare, are 251 m adâncime şi se apreciază că impactul a avut loc în Pliocenul superior.

O atenţie specială a constituit-o şi coasta atlantică între statele New Jersey şi Florida, America de Nord, unde se găsesc circa 500 000 depresiuni lacustre de mici dimensiuni, puţin adânci, de formă ovală, numite *bays*, aliniate la ţărm şi a căror origine a fost pusă pe seama unei ploi de meteoriţi. Majoritatea acestor depresiuni sunt umplute cu turbă groasă de 5-10 m, deci formate într-un climat mai rece decât cel actual; după analizele sporopolinice s-a apreciat vârsta lor la 40 000 ani.

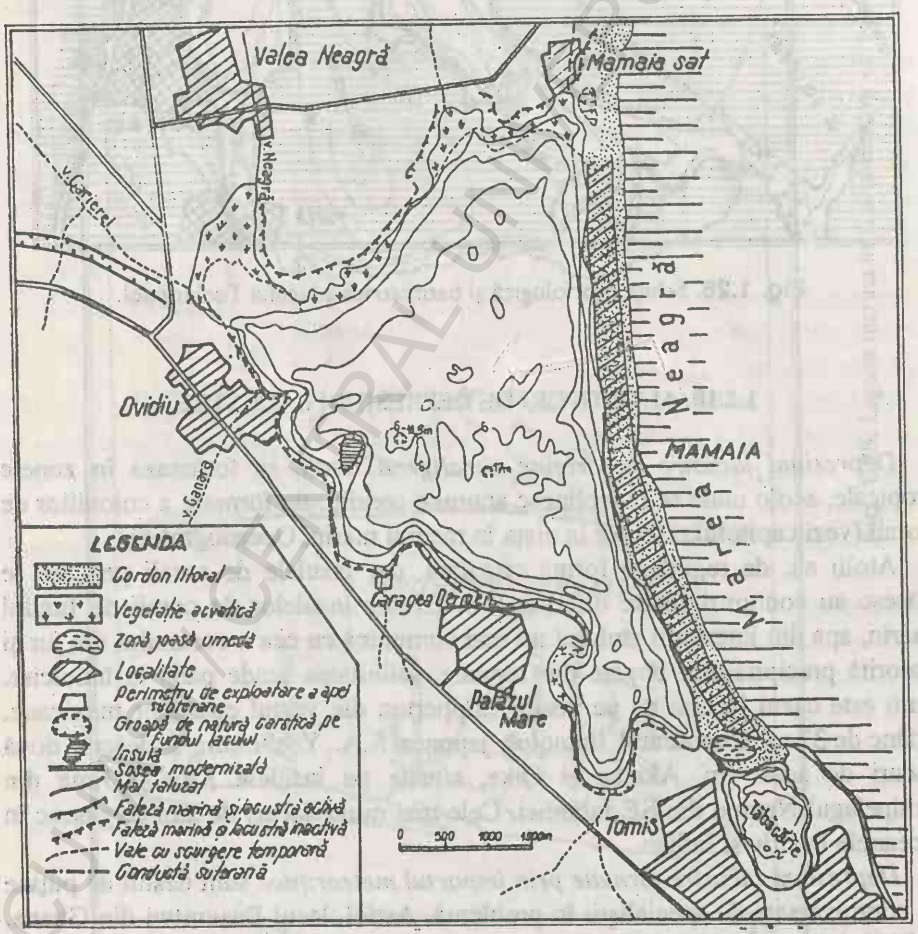


Fig. 1.27. Schiţa morfobatimetrică a lacurilor Siutghiol şi Tăbăcăriei.

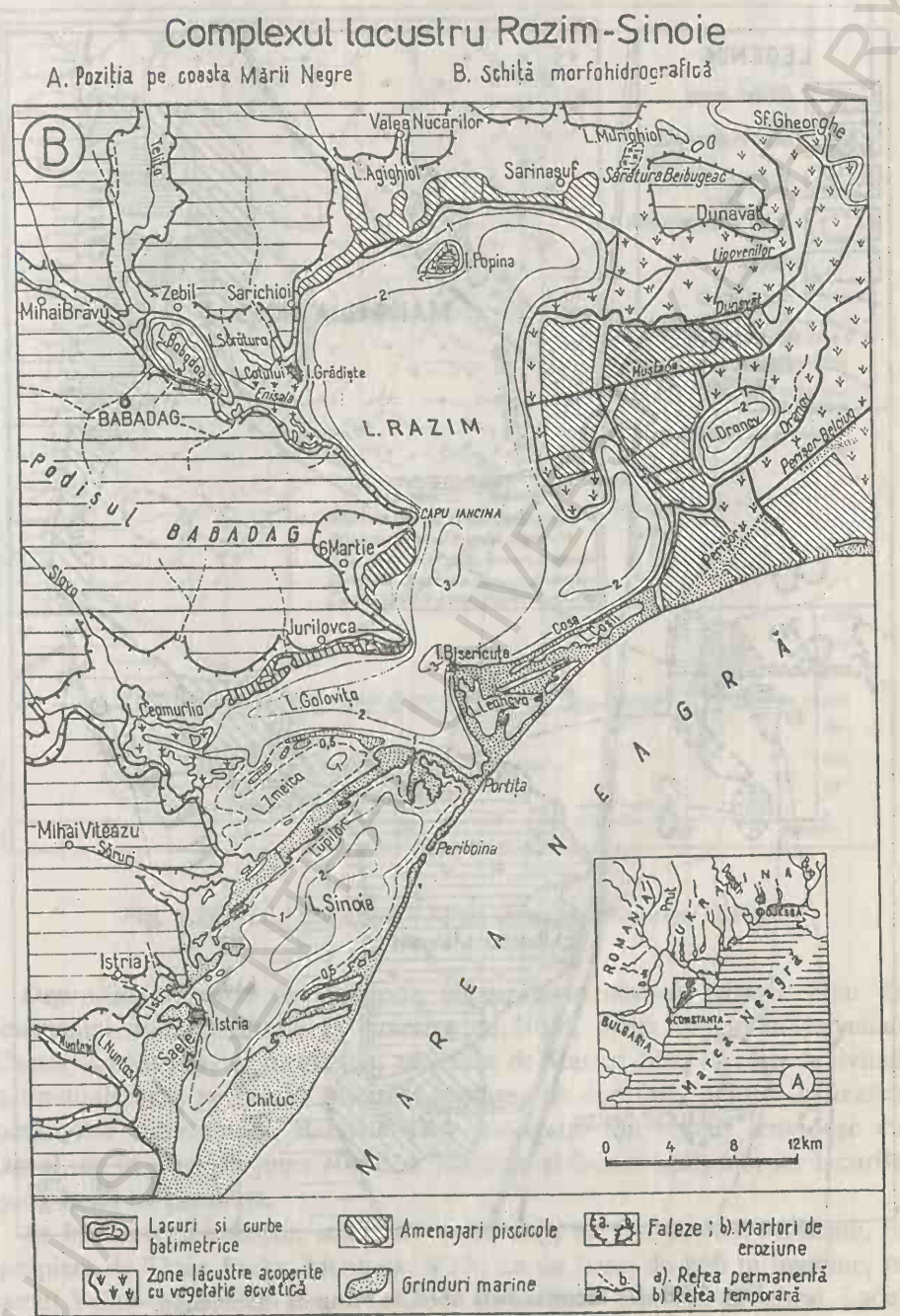


Fig. 1.28. *a* - Schița morfologică și batimetrică a complexului lacustru Razim-Sinoie.

BOUNDARY

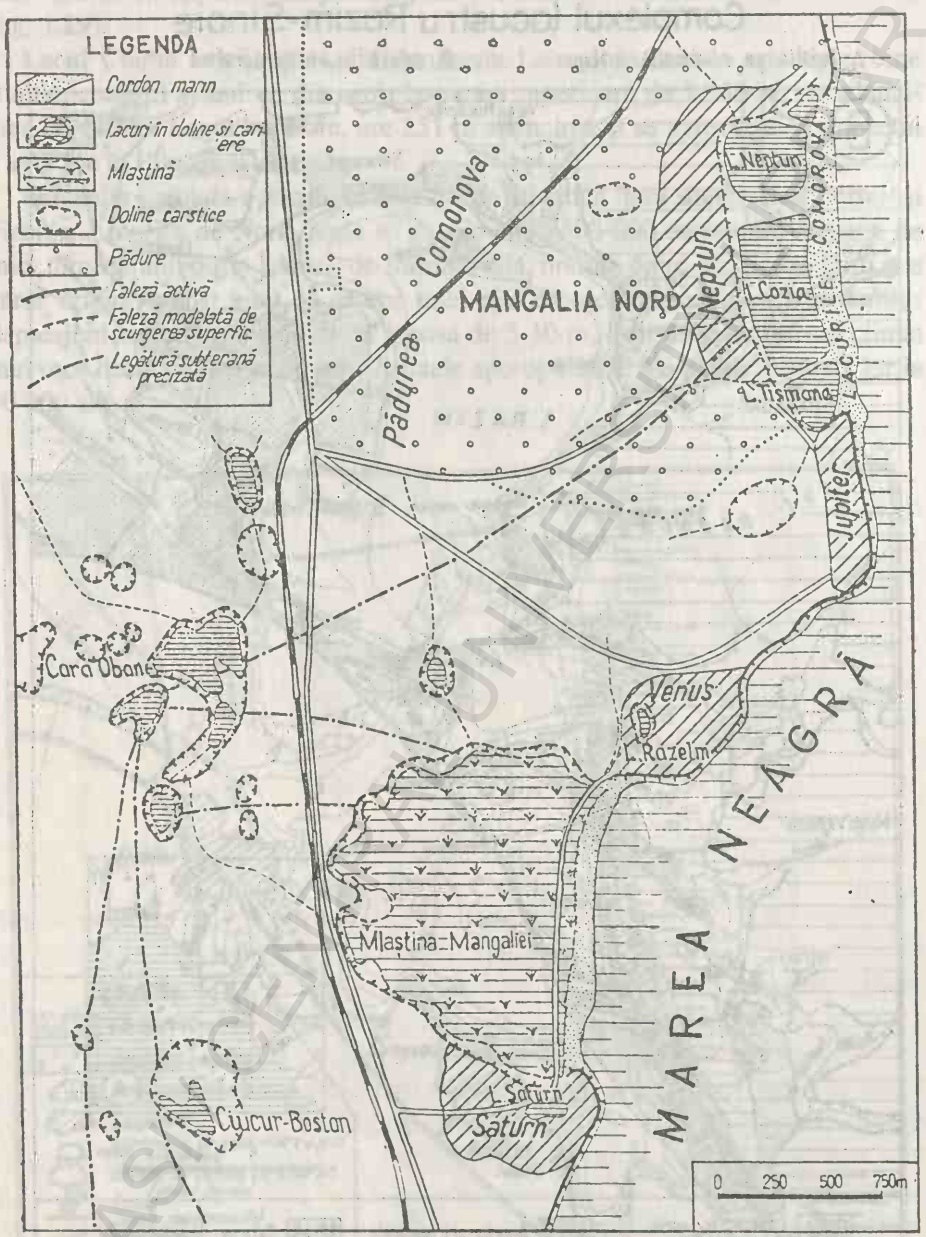


Fig. 1.28. *b* - Lacurile de la nord de Mangalia - Dobrogea.

BCU IASI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

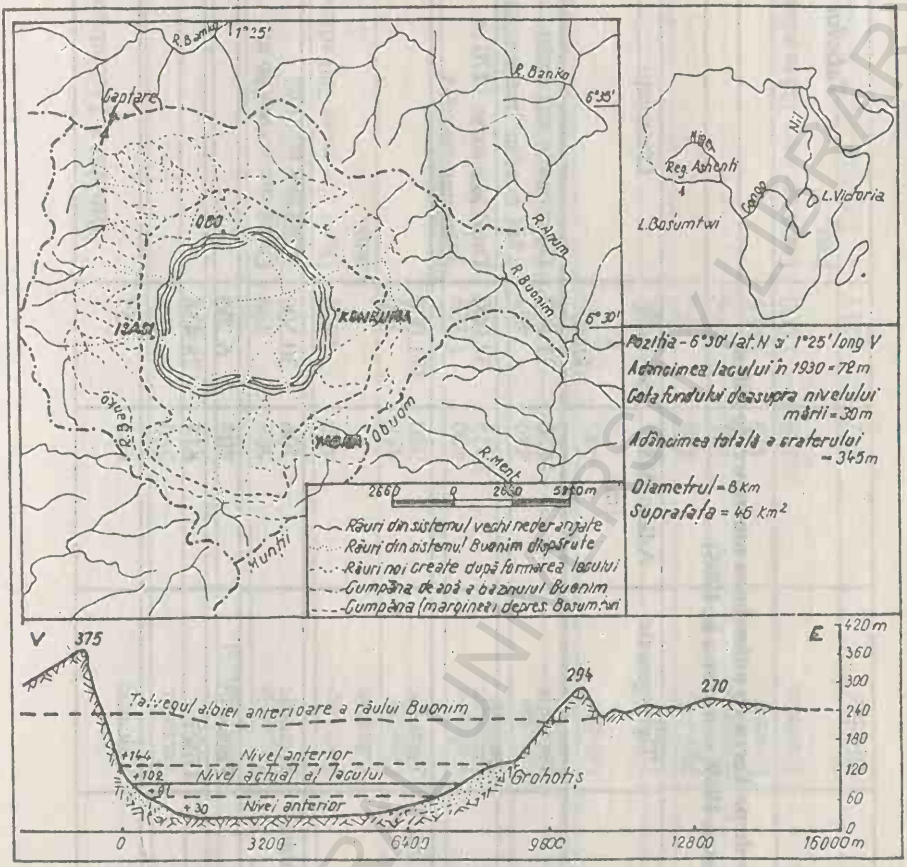


Fig. 1.29. Lacul Bosumtwi - Africa (după M. Maclaren, 1931).

Depresiuni lacustre formate prin baraje construite de castori. Sunt de dimensiuni mici, frecvente în America de Nord, opera castorului canadian (Castor canadensis) şi în Suedia, realizate de Castor fiber. Aceste activităţi instinctuale sunt pe râurile mici din pădurea de conifere, pentru realizarea locuinţelor subacvatice. Barajele sunt construite din resturi lemnoase cu nămol, au în mod obişnuit 30-50 m lungime şi 2-3 m înălţime, iar lacurile ajung la 20 ha suprafaţă.

Se întâlnesc şi excepţii, adică mai mari, cum au fost pe râul Jefferson, în apropiere de Three Forks, Montana, SUA, cu un baraj de 650 m lungime, în parcul Yellowstone, Beaver Lake, cu 321 m lungime şi pe Grand Island, Lacul Superior, respectiv lacul Echo cu 457 m lungime (tab. 1.1, 1.2).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 1.1

Principalele lacuri naturale de pe Terra cu adâncimea mai mare de 200 m
(P. Gâştescu, 1969, completat în 1995)

Nr. crt.	Denumirea lacului	Continentul	Statul	Tipul genetic	Adânc. Max. (m)	Suprafaţa (kmp)	Observaţii
1.	Baikal	Asia	Federaţia Rusă	Tectonic	1620	31.500	După datele mai vechi 1741 m adâncime maximă
2.	Tanganyika	Africa	Congo, Burundi	Tectonic	1435	34,000	După alte surse 1470 m adâncime maximă
3.	Caspica	Asia - Europa	Federaţia Rusă, Iran, Azerbaidjan, Kazahstan, Turkmenistan	Tectonic	980	371.000	
4.	Malawi (Nyasa)	Africa	Malawi, Mozambic, Tanzania	Tectonic	706	30.500	
5.	Issik - Kul	Asia	Kirgistan	Tectonic	702	6.200	
6.	Sclavilor (The Great Slave)	America de Nord	Canada	Glaciar	614	28.438	
7.	Crater	America de Nord	SUA	Vulcanic	608	55	

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 1.1 (continuare)

8.	Matana	Asia (Celebes)	Indonezia	Tectonic	590	164	
9.	Hornindalsvatn	Europa	Norvegia	Fiord	514	50,8	
10.	Sarez	Asia	Tadjikistan	Baraj natural	505	88	
11.	Tahoe	America de Nord	SUA	Tectonic	501	499	După alte surse 486 m adâncime maximă
12.	Kivu	Africa	Zair, Burundi	Tectono-vulcanic	480	2650	După alte surse 780 adânc. max.
13.	Chelan	America de Nord	SUA	Glaciar	458	150	
14.	Toba	Asia (Sumatra)	Indonezia	Vulcano-tectonic	450	1.129	
15.	Mjosa	Europa	Norvegia	Glaciar	449	405	
16.	Manapouri	Oceania	Noua Zeelandă	Glaciar	445	145	
17.	Urşilor (The Great Bear)	America de Nord	Canada	Glaciar	445	31.792	
18.	Salsvatn	Europa	Norvegia	Fiord	445	45	
19.	Tinnvatn	Europa	Norvegia	Fiord	430	54	
20.	Tazawa	Asia	Japonia	Vulcanic	425	25,6	
21.	Como	Europa	Italia	Glaciar	410	145,9	
22.	Marea Moartă	Asia	Israel - Iordania	Tectonic	398	1.000	După alte surse 356 m adânc. max.
23.	Maggiore	Europa	Italia - Elveţia	Glaciar	372	212	

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 1.1 (continuare)

24.	Wakatipu	Oceania	Noua Zeelandă	Glaciar	371,7	290	
25.	Shikotsu	Asia	Japonia	Vulcanic	363	77,6	
26.	Garda	Europa	Italia	Glaciar	346	370	
27.	Atitlan	America de Nord	Guatemala	Vulcanic	341	135,9	
28.	Teletkoe	Asia	Federaţia Rusă	Tectonic	307	230	
29.	Léman (Geneva)	Europa	Franţa - Elveţia	Glaciar	309	581,5	
30.	Superior	America de Nord	SUA - Canada	Glaciar	307	83.300	După alte surse 393 m adânc. max.
31.	Loch Morar	Europa	Anglia	Glaciar	305	26,6	
32.	Titicaca	America de Sud	Bolivia - Peru	Tectonic	304	8.100	
33.	Fagnano	America de Sud	Chile - Argentina	Glaciar	300	593	
34.	Nahuel Huapi	America de Sud	Argentina	Glaciar	300	543	
35.	Argentino	America de Sud	Argentina	Glaciar	300	1.400	
36.	Kurilsk	Asia (Kamciatka)	Federaţia Rusă	Vulcanic	300	130	
37.	Lanao	Asia	Filipine	Baraj vulcanic	300	375	
38.	Holsfijord	Europa	Norvegia	Fiord	295	121	

Tabelul 1.1 (continuare)

39.	Lugano	Europa	Italia - Elveţia	Glaciar	288	50,5	
40.	Ohrid	Europa	Macedonia - Albania	Tectono-carstic	285	348	
41.	Breimsvatn	Europa	Norvegia	Fiord	278	23	
42.	Te Anau	Oceania	Noua Zeelandă	Glaciar	270	342	
43.	Michigan	America de Nord	SUA	Glaciar	265	57.016	După alte surse 281 m adânc. max.
44.	Brienz	Europa	Elveţia	Glaciar	255	28,5	
45.	Waikare Moana	Oceania	Noua Zeelandă	Baraj prin surpare	253	53	
46.	Boden	Europa	Elveţia - Germania	Glaciar	252	538,5	
47.	Ungava (Chubb)	America de Nord	Canada	Meteoritic	251	53	
48.	Maracaibo	America de Sud	Venezuela	Lagună	250	14.343	
49.	Iseo	Europa	Italia	Glaciar	250	65,3	
50.	Kawah-Idjen	Asia (Jawa)	Indonezia	Calderă vulcanivă	250	0.46	
51.	Hubsugul	Asia	Mongolia	Tectonic	238	2.620	
52.	Ladoga	Europa	Federaţia Rusă	Tectono - glaciar	225	18.400	
53.	Loch Ness	Europa	Anglia	Tectono - glaciar	225	56,4	

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 1.1 (continuare)

54.	Ontario	America de Nord	SUA - Canada	Glaciar	225	18.760	După alte surse 273 m, 237 m adânc. max.
55.	Huron	America de Nord	SUA - Canada	Glaciar	223	59.570	După alte surse 228 m adânc. max.
56.	Hornavan	Europa	Suedia	Glaciar	221	235	
57.	Thun	Europa	Elveţia	Glaciar	217	47,8	
58.	Vierwaldstater (Lacul Celor Patru Cantoane)	Europa	Elveţia	Glaciar	214	113,8	
59.	Masyuko (Mashu)	Asia	Japonia	Vulcanic	211,5	19,7	
60.	Strynsvatn	Europa	Norvegia	Fiord	209	22,3	

Tabelul 1.2

Principalele lacuri naturale de pe Terra cu suprafaţa de peste 4.000 kmp
(P. Gâştescu, 1969, completat în 1995)

Nr. crt.	Numele lacului	Continentul	Statul	Tipul genetic	Suprafaţa (kmp)	Adânc. max. (m)	Observaţii
1.	Caspica	Europa - Asia	Federaţia Rusă, Iran, Turkmenistan, Kazahstan, Azerbaidjan	Tectonic	371.000	980	în 1930 se menţiona o suprafaţă de 424.300 kmp
2.	Superior	America de Nord	SUA - Canada	Glaciar	83.300	307	
3.	Victoria	Africa	Uganda, Kenya, Tanzania	Tectonic	68.800	80	
4.	Aral	Asia	Kazahstan, Uzbekistan	Tectonic	66.458	68	în 1991 suprafaţa era de 33.800 kmp ca urmare a evaporaţiei şi reducerii aportului fluvial
5.	Huron	America de Nord	SUA - Canada	Glaciar	59.570	223	
6.	Michigan	America de Nord	SUA	Glaciar	57.016	265	
7.	Tanganyika	Africa	Zair, Tanzania, Burundi, Zambia	Tectonic	34.000	1.435	După alte surse suprafaţa este de 32.893 kmp
8.	Urşilor (The Great Bear)	America de Nord	Canada	Glaciar	31.792	445	

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 1.2 (continuare)

9.	Baikal	Asia	Federaţia Rusă	Tectonic	31.500	706	După date mai vechi adânc. max. era 1.741 m.
10.	Malawi (Nyassa)	Africa	Malawi, Tanzania, Mozambic	Tectonic	30.500	706	
11.	Sclavilor (The Great Slave)	America de Nord	Canada	Glaciar	28.438	614	
12.	Eire	America de Nord	SUA - Canada	Glaciar	25.719	64	
13.	Winnipeg	America de Nord	Canada	Glaciar	24.530	28	
14.	Ontario	America de Nord	SUA Canada	Glaciar	18.760	225	
15.	Ladoga	Europa	Federaţia Rusă	Tectono-glaciar	18.400	225	
16.	Balhas	Asia	Kazahstan	Tectonic	17.000 - 19.000	26,5	Suprafaţa variază în funcţie de sezon
17.	Ciad (Tchad)	Africa	Niger, Ciad, Nigeria, Camerun	Tectono-eolian	12.000 - 26.000	4.0-11.0	Suprafaţa şi adâncimea variază în funcţie de sezon
18.	Maracaibo	America de Sud	Venezuela	Lagună	14.343	250	Datele privind suprafaţa variază foarte mult în funcţie de sursă
19.	Onega	Europa	Federaţia Rusă	Tectono-glaciar	9.600	124	
20.	Eyre	Australia	Australia	Tectonic	0 - 15.000	-	în anii secetoşi seacă complet

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 1.2 (continuare)

21.	Rudolf	Africa	Kenya	Tectonic	8.500	73	
22.	Ttitcaca	America de Sud	Bolivia - Peru	Tectonic	8.100	304	
23.	Athabaska	America de Nord	Canada	Glaciar	8.080	60	
24.	Nicaragua	America de Nord	Nicaragua	Tectonic	8.030		
25.	Renilor	America de Nord	Canada	Glaciar	6.330		
26.	Issik - Kul	Asia	Kirgistan	Tectonic	6.200	702	
27.	Urmia	Asia	Iran	Tectonic	3.950 - 5.930	15	Suprafaţa variază după climat
28.	Torrens	Australia	Australia	Tectonic	0 - 5.776	-	Uneori lacul seacă complet
29.	Vanern	Europa	Suedia	Tectono-glaciar	5.546	89	
30.	Winnipegosis	America de Nord	Canada	Glaciar	5.447	12	
31.	Albert (Mobutu Sese Seko)	Africa	CanadaZair, Uganda	Tectonic	5.300	48	
32.	Poyanghu	Asia	China	Fluviatil	2.600 - 5.160	20	în funcţie de regimul fluviului Iantzî
33.	Mweru	Africa	Zair, Uganda	Tectonic	4.920	9,0 (15,0 ?)	

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 1.2 (continuare)

34.	Nipigon	America de Nord	Canada	Glaciar	4.843	162	
35.	Manitoba	America de Nord	Canada	Glaciar	4.706	28	
36.	Hanka	Asia	Federaţia Rusă	Tectonic	4.403	10	
37.	Samaa	Europa	Finlanda	Glaciar	4.400	58	
38.	Woods (Pădurilor)	America de Nord	Canada	Glaciar	4.390	10	
39.	Kukunor	Asia	China	Tectonic	4.200	38	
40.	Marele lac Sărat (The Great Salt Lake)	America de Nord	SUA	Tectonic	2.800 - 6.000	16	Suprafaţa variază în funcţie de sezon

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1.2.11. LACURILE ANTROPICE

Cu o practică de peste 4 000 de ani, de la lacurile din Egiptul şi Siria antică, la cele din zilele noastre, când asistăm la o *explozie* a lacurilor antropice, râurile fiind transformate în salbe de lacuri (lacuri în cascadă) acestea au servit diferitelor necesităţi umane. Dimensiunile şi utilităţile lacurilor construite de om sunt extrem de variate.

Astfel, la început, (în antichitate) au avut rol de acumulare a apei pentru băut şi irigaţii, mult mai târziu pentru piscicultură, uneori agrement şi numai în secolul al XX-lea pentru hidroenergie. Această ultimă utilizare, la care în unele situaţii (regiuni semiaride), se asociază şi cea de irigaţie, a condus la supradimensionarea barajelor şi deci a volumelor de apă acumulate, numite şi *lacuri gigant*. Printre ultimele baraje-lacuri gigant, menţionăm: cel de pe râul Iguaçu, Itaipú, râul Parana din America de Sud, baraj de 190 m înălţime, 1856 m, lungime, lac de 1 640 km^2, 190 km lungime, iar centrala electrică cu o putere instalată de 12,6 milioane kW; pe fluviul Iantzî, China în sectorul Trei Defilee (Three Gorges), cu un baraj de 175 m înălţime, lacul cu o lungime de 500 km şi o suprafaţă de 1 330 km^2, iar centrala electrică cu o putere instalată în final de 13,0 milioane kW, cea mai mare din lume.

Cele două lacuri citate mai sus se evidenţiază prin puterea mare a centralelor electrice şi nu prin suprafaţa acvatorului sau a volumului de apă acumulat. În acest sens, lacul cu cea mai mare suprafaţă este Volta, de pe râul cu acelaşi nume din Africa, cu 8 730 km^2, iar volumul de apă de 165 km^3. Comparând lacurile de acumulare din România cu cele amintite (Porţile de Fier, 320 km^2 şi 5 km^3, Izvorul Muntelui, Bicaz, 32,6 km^2 şi 1,23 km^3, Vidra, 10,5 km^2 şi 0,34 km^3, Vidraru, 8,2 km^2 şi 0,47 km^3), constatăm o mare diferenţă, evident, în raport şi cu dimensiunea arterelor hidrografice respective.

În prezent, folosirea lacurilor de acumulare antropice este fie într-un anumit scop, hidroenergetic, alimentare cu apă potabilă şi industrială, irigaţii, piscicultură, agrement, transport, atenuarea viiturilor (apărarea impotriva inundaţiilor), fie în mai multe scopuri, deci utilizare complexă.

Dincolo de avantaje, lacurile de acumulare produc modificări semnificative în regimul natural de scurgere a râurilor, impacte puternice atât în împrejurimile lor cât şi în amonte şi în aval de acestea, modificând echilibrul ecologic, ecosistemele reofile specifice.

Sunt multe situaţii critice create de construirea unor mari lacuri de acumulare şi cel mai semnificativ exemplu îl reprezintă lacul Nasser, cu barajul Assaun de pe fluviul Nil, dat în funcţiune în 1968 şi care a dezechilibrat întregul sector din aval, inclusiv delta unde au loc procese intense de sărăturare.

Un alt exemplu îl constituie râurile Don şi Kuban din Rusia, care în condiţii normale alimentau Marea Azov cu apă dulce. În prezent, prin reţinerea apelor în lacurile de acumulare, Marea Azov este complet deteriorată (poluată).

Considerăm că fiecare lac de acest gen produce impacte asupra mediului înconjurător şi dacă această direcţie de management a resurselor de apă a fost agreată timp de 50-60 ani, în prezent se pun tot mai multe semne de întrebare asupra eficienţei acestora (tab. 1.3).

1.3. CARACTERISTICI MORFOLOGICE ŞI MORFOMETRICE ALE DEPRESIUNILOR LACUSTRE

1.3.1. CARACTERISTICI MORFOLOGICE

Dimensiunile depresiunilor lacustre variază pe un ecart foarte mare, de la câteva zeci de mii de m^2 la zeci de mii de km^2, în ceea ce priveşte suprafaţa (Marea Caspică, 371 000 km^2) de la mai puţin de un metru, la peste 1 000 m adâncime (Baikal, 1 620 m, Tanganyika, 1 435 m).

Forma în plan şi configuraţia morfobatimetrică a depresiunii lacustre, de asemenea, diferă foarte mult, în funcţie de tipul genetic. Astfel, lacurile vulcanice de crater sau maare au un contur regulat, aproape circular, cu o configuraţie în adâncime tronconică, iar cele din relieful glaciar morenic sau din luncile râurilor au un contur neregulat, complex, cu multe golfuri şi insule, cu mai multe arii în care adâncimea diferă foarte mult.

Configuraţia în plan şi adâncimea se modifică în funcţie de activitatea proceselor de modelare cum sunt apele curgătoare care formează delte sau conuri de dejecţie (delta râului Selenga în lacul Baikal), vânturile care deplasează nisipurile din regiunile aride (lacul Ciad, Lob Nor), gheţarii, în cazul lacurilor polare. De asemenea, modificarea liniei ţărmului se datoreşte valurilor, curenţilor şi asociaţiilor floristice (cum este cazul lacurilor din zonele joase de luncă şi deltă).

Conturul lacurilor este dat în majoritatea cazurilor de rocile dure sau depozitele sedimentare (uneori aluviunile râurilor sau grindurile generate de valuri şi curenţi marini), iar într-o mică măsură şi de formaţiunile vegetale (stufărişuri, plaur, mangrove la lacurile de luncă, de deltă sau litorale).

Lacurile situate în văi, fie că depresiunea este rezultatul acţiunii fluviatile sau glaciare, au o formă alungită, partea din amunte având adâncimea mică datorită proceselor de colmatare, iar în partea din avale, de lângă baraj (constituit din aluviuni sau din rocă dură) se găseşte adâncimea maximă. Lacurile cu această configuraţie sunt limanele fluviatile şi marine, lacurile de baraj natural (inclusiv cele antropice), fiordurile.

Tabelul 1.3

Lacuri de acumulare gigant

Nr. crt.	Denumirea lacului (barajului)	Râul pe care este situat	Ţara	Continentul	Anul intrării în funcţiune	Suprafaţa (kmp)	Volumul (kmc)
1.	Volta (Akosombo)	Volta	Ghana, Volta	Africa	1965	8730 (8300)?	165,0
2.	Churchill (cu 5 lacuri satelit)	Churchill (Hamilton)	Canada	America de Nord	1971	6651	33,6
3.	Kuibisev	Volga şi Kama	Federaţia Rusă	Europa	1955	6500	58,0
4.	Marea Irtis (Buchtarma)	Irtis	Kazahstan	Asia	1960	5500	53,0
5.	Bratsk	Angara	Federaţia Rusă	Asia	1960	5426	169,4
6.	Nijnee Kama	Kama	Federaţia Rusă	Europa	în construcţie în 1971	(5540)	
7.	Kariba	Zambezi	Rhodezia, Zambia	Africa	1959 (1963) ?	5180 (5540)?	160,4 (157,0) ?
8.	Nasser (Asuan)	Nil	Egipt, Sudan	Africa	1968 (1969)?	5.000	164,0
9.	Ribinsk	Volga	Federaţia Rusă	Europa	1941	4550	25,4
10.	Kamensk	Obi	Federaţia Rusă	Asia	1970	4500	54,0
11.	Grand Rapids	Saskatchevan	Canada	America de Nord	1965	4100	9,7
12.	Ceboksari	Volga	Federaţia Rusă	Europa	în construcţie în 1971	3780	14,2
13.	Volgograd	Volga	Federaţia Rusă	Europa	1958	3160	33,5
14.	Cabora Bassa	Zambezi	Mozambic	Africa	1972	2700	63,0
15.	Timliansk	Don	Federaţia Rusă	Europa	1952	2700	21,8

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 1.3 (continuare)

16.	Kremenciug	Dnepr	Ukraina	Europa	1961	2500	13,5
17.	Sanmen	Hungho	R.P. China	Asia	1962	2350	65,0
18.	Kahovska	Dnepr	Ukraina	Europa	1955	2155	18,2
19.	Krasnoiarsk	Ienisei	Federaţia Rusă	Asia	1969	2130	73,3
20.	Conservation Area Nr. 3 A (Everglades)	Pen. Florida	SUA	America de Nord	1963	2038	3,4
21.	Viliuisk	Viliui - Lena	Federaţia Rusă	Asia	1972	2010	18,5
22.	Saratov	Volga	Federaţia Rusă	Europa	1965	1950	13,4
23.	Daniel Johnson	Manicuoagan	Canada	America de Nord	1970	1940	142,0
24.	Kama	Kama	Federaţia Rusă	Europa	1954	1720	12,2
25.	Wiliston	Peace	Canada	America de Nord	1968	1645	40,3
26.	Itaipu	Iguacu	Brazilia, Paraguay	America de Sud	1955 ?	1640	
27.	Furnas	R. Grande	Brazilia	America de Sud	1965	1606	20,9
28.	Sounda	Kouilou	Congo	Africa	1961	1600	35,0
29.	Nijnii Novgorod	Volga	Federaţia Rusă	Europa	1955	1570	8,7
30.	Prof. van Blommenstein (Afobaka)	Surinam	Surinam	America de Nord	1965	1560	12,4
31.	Oahe	Missouri	SUA	America de Nord	1960	1520	20,1
32.	Sakakawea (Garrison)	Missouri	SUA	America de Nord	1956	1488	30,1

BCU "ASTRA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 1.3 (continuare)

33.	Seul	Englih	Canada	America de Nord	1970	1396	
34.	Trei Defilee	Iantzî	China	Asia	1995 (continuă)	1330	30
35.	Gouin (La Loutre)	Saint Maurice	Canada	America de Nord	1917	1295	8,0
36.	Manouane	Manouane	Canada	America de Nord	1961	1290	2,2
37.	Kainji	Niger	Nigeria	Africa	1969	1243	15,0 (127 ?)
38.	Ricon del Bonete	Rio Negro	Uruguai	America de Sud	1946	1140	6,6
39.	Tres Marias	San Francisco	Brazilia	America de Sud	1961	1130	19,3
40.	Votkinsk	Kama	Federaţia Rusă	Europa	1963	1120	9,4
41.	Marea Obi (Novosibirsk)	Obi	Federaţia Rusă	Asia	1957	1070	8,8
42.	Kelsey	Nelson	Canada	America de Nord	1960	1012	1,9
43.	Porjile de Fier	Dunărea	România, Iugoslavia	Europa	1973	320	5,0
44.	Izvorul muntelui - Bicaz	Bistriţa	România	Europa	1961	32,6	1,23
45.	Vidra	Lotru	România	Europa	1972	10,5	0,34
46.	Vidraru	Argeş	România	Europa	1965	8,2	0,47

Generalizând, pentru o depresiune lacustră se pot distinge în secţiune transversală elementele morfologice marcate în schiţa alăturată în cazul lacurilor cu adâncime mare (fig. 1.30).

Ţărmul reprezintă linia de contact dintre mediul acvatic şi cel terestru (interfaţa apă/uscat) şi variază ca poziţie în plan în funcţie de nivelul apei din lac.

Terasa lacustră poate fi în roca de bază în care este situat lacul (terasă în rocă, structurală) şi în materialul provenit de pe versanţi prin procesele subaeriene, în materialul aluvionar transportat de râuri la debuşarea acestora sau în materialul transportat de curenţi şi valuri în lungul ţărmului. Terasele lacustre reflectă variaţiile de nivel ciclice în funcţie de variaţiile de nivel de lungă durată şi sunt stabile în timp sau variaţiile de scurtă durată, de la un an la altul sau sezoniere şi care sunt efemere.

Plaja lacustră reprezintă spaţiul pe care variază ţărmul în funcţie de nivelul apei. De regulă acestea sunt constituite din material provenit din activitatea curenţilor, valurilor şi este de natură anorganică sau organică, încadrându-se în categoria nisipurilor şi mai rar a pietrişurilor.

Delta lacustră sau conul de dejecţie se formează la gura râurilor sau a organismelor torenţiale afluente lacului prin depunerea materialului transportat la schimbarea profilului de pantă, la debuşarea în lac.

Zona litorală este spaţiul submers cu adâncime mică, supus acţiunii valurilor. Sub aspect biologic, în cazul lacurilor adânci, reprezintă zona cea mai bogată în ceea ce priveşte cantitatea de biomasă şi a biodiversităţii. În cadrul acestei zone se poate distinge şi *supralitoralul*, care este spaţiul îngust de lângă ţărm acoperit temporar cu apă.

Zona profundală (pelagială) este prezentă numai la lacurile cu adâncimi de ordinul sutelor de metri (uneori şi zecilor de metri). În această zonă valurile nu mai au efect asupra fundului lacustru, lumina şi deci procesul de fotosinteză acţionează în orizontul de suprafaţă (spaţiul sau subzona eufotică), iar în adâncime, datorită lipsei luminii (subzona afotică), este domeniul bacteriilor şi proceselor de descompunere organică.

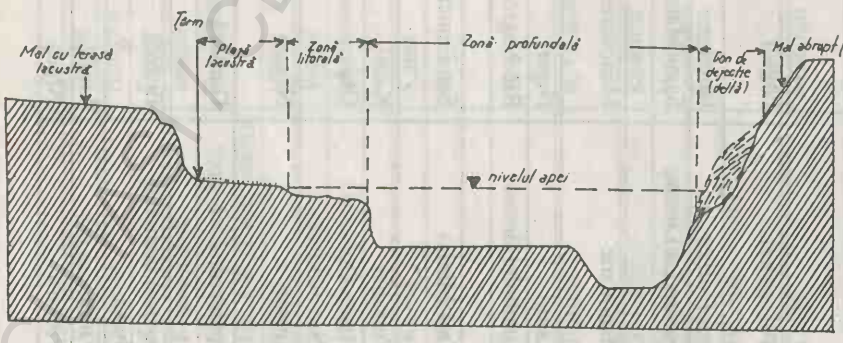


Fig. 1.30. Elementele geomorfologice ale unei depresiuni lacustre.

În plan orizontal, sub aspectul configuraţiei morfologice, se mai disting *golfuri, băi şi estuare. Baia* este un golf mic, mai izolat de masa de apă lacustră, iar *estuarul* reprezintă zona de vărsare lărgită a unui râu afluent lacului, datorită remuului provocat de ridicarea nivelului apei.

1.3.2. CARACTERISTICI MORFOMETRICE

Prin morfometria lacurilor se înţelege ansamblul de indici şi metode de determinare cantitativă, atât a depresiunii lacustre, cât şi a volumului de apă existent în aceasta.

Pentru calculul *indicilor morfometrici* este necesară *harta lacului* (planul) cu *curbele batimetrice* (izobate), care pune în evidenţă desfăşurarea adâncimilor.

Precizia indicilor morfometrici calculaţi depinde de precizia ridicării topografice a conturului lacului şi a ridicării batimetrice (măsurătorilor de adâncime).

De asemenea, nivelul lacului variază în funcţie de condiţiile climatice, de alimentarea provenită pe cale superficială (râuri) şi subterană (izvoare), în final de configuraţia bilanţului hidric.

Desigur că, în condiţiile existenţei unei staţii hidrometrice la ţărmul lacului, la care se fac observaţii periodice asupra nivelului, se poate alege şi varianta de calculare a indicilor morfometrici pe baza nivelului mediu rezultat din perioada cu date de măsurători.

Harta batimetrică (topobatimetrică) a lacului se poate realiza la diferite scări în funcţie de mărimea lacului. Astfel, pentru Marea Caspică este suficientă scara de 1:1 000 000; 1:2 500 000 şi chiar 1:5 000 000, dar pentru un lac glaciar cu suprafaţa de 1-10 ha, scara trebuie să fie 1:500; 1:1 000; 1:5 000 etc.

Indicii morfometrici ai lacului se referă la surafaţă, lăţime, lungimea liniei ţărmului (perimetru), a insulelor din interiorul lacului (dacă sunt), adâncimea medie, maximă, minimă, volumul de apă, forma depresiunii lacustre (în plan şi pe adâncime), pantele fundului lacustru etc.

Aşa cum s-a meţionat anterior, valorile indicilor morfometrici se raportează la un anumit nivel al lacului (mediu, maxim, minim) şi este necesar să se facă asemenea precizări.

Suprafaţa lacului (F_0) este extinderea oglinzii apei la un anumit nivel al acesteia şi în funcţie de mărime se exprimă în m^2, ha sau km^2. Determinarea suprafeţei se face prin planimetrare sau cu o hârtie milimetrică (de preferat calc milimetric). În cazul existenţei insulelor, se recomandă determinarea suprafeţei acestora şi menţionarea prin însumare, pentru cunoaşterea mai exactă a acvatoriului propriu-zis.

Pentru cunoaşterea configuraţiei depresiunii lacustre în profunzime şi repartiţia suprafeţelor orizonturilor de apă la diferite adâncimi, se planimetrează fiecare curbă batimetrică şi se înscriu valorile într-un tabel adecvat.

Pentru determinarea gradului de insularitate a lacului se foloseşte relaţia:

$$I = \frac{F_0 - F_1}{f} \cdot 100(\%), \qquad (1.1)$$

unde:

I este gradul de insularitate;
f - suprafaţa totală a insulelor;
F_0 - suprafaţa totală a lacului;
F_1 - suprafaţa lacului fără suprafaţa insulelor.

Lungimea lacului (L) este distanţa cea mai scurtă dintre două puncte de ţărm situate în poziţii extreme şi măsurate în interiorul suprafeţei lacului. În funcţie de configuraţia în plan a depresiunii lacustre, lungimea poate fi o linie dreaptă sau frântă, fără a intersecta linia ţărmului (fig. 1.31).

Lăţimea medie a lacului (B_m) se determină ca raport între suprafaţa lacului şi lungimea acestuia:

$$B_m = \frac{F_0}{L}. \qquad (1.2)$$

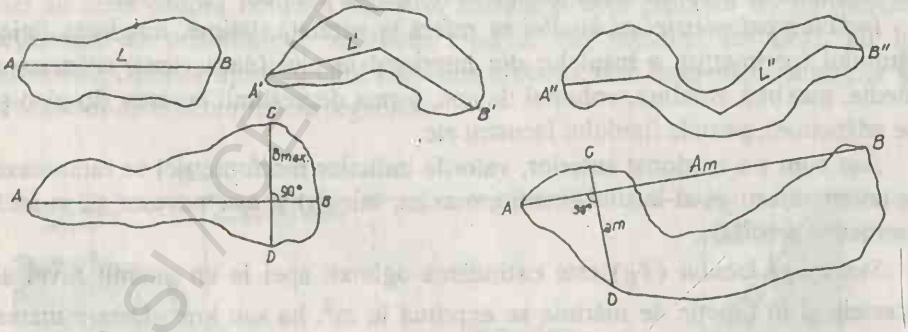


Fig. 1.31. Elemente morfometrice ale depresiunii lacustre:
L - lungimea lacului; ***Bmax*** - lăţimea maximă; ***Am***- axa mare;
am - axa mică.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lăţimea maximă (B_{max}) este distanţa cea mai mare dintre malurile opuse, care se găsesc la capetele unei perpendiculare trasată pe lungimea depresiunii.

În unele lucrări se mai întâlnesc parametrii *axa mică şi axa mare*. În cazul nostru, *axa mare* este distanţa cea mai scurtă dintre două puncte, cele mai îndepărtate de pe linia ţărmului, dar care poate intersecta linia ţărmului în cazul unor lacuri sinuoase; *axa mică* este distanţa cea mai scurtă dintre maluri, perpendiculară pe axa mare.

Lungimea liniei de ţărm sau *perimetrul lacului* (P) este lungimea reală a ţărmului şi care rezultă din măsurarea directă pe hartă şi exprimată, în funcţie de valoare, în metri sau kilometri.

Dezvoltarea liniei ţărmului sau coeficientul de sinuozitate (C_s) care reprezintă regularitatea sau festonarea ţărmului în funcţie de tipul genetic al depresiunii şi ulterior de modificările produse de procesele de modelare de suprafaţă. Se exprimă prin relaţia:

$$C_s = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot F_0}}, \qquad (1.3)$$

adică perimetrul lacului supra circumferiţa cercului care are aria egală cu suprafaţa lacului.

Adâncimea maximă (H_{max}) rezultă din măsurători directe şi se exprimă în metri.

Adâncimea medie (H_{med}) se obţine din raportul dintre volumul lacului şi suprafaţa oglinzii apei (fără insule):

$$H_{med} = V / F_1 (\text{m}). \qquad (1.4)$$

Volumul de apă al lacului (V) în m^3 sau km^3, se poate calcula ca volum integral şi ca volume parţiale în funcţie de fiecare izobată, curbă de egală adâncime a lacului sau pentru nivelul mediu maxim şi minim al lacului.

Volumul de apă se poate calcula pe cale grafică (cea mai des folosită) şi analitic.

Prima metodă se bazează pe *curba batigrafică* (hipsografică) şi a doua metodă analitică se bazează pe asemănarea depresiunii lacustre (în profunzime) cu anumite corpuri geometrice (cilindru, emisferă, sinusoid, elipsoid, paraboloid, con) şi aplicarea formulei respective, dar care nu dă suficientă precizie.

Curba batigrafică (hipsografică) este raportarea grafică pe axe rectangulare a suprafeţelor parţiale dintre curbe batimetrice succesive şi adâncimea lacului. Pe abcisă se trece suprafaţa totală, efectivă la nivelul lacului considerat (mediu, maxim sau minim) iar pe ordonată se trece adâncimea, de la cea maximă (la intersecţia axelor) la 0 (suprafaţa lacului) (fig. 1.32).

Prin planimetrarea (sau determinarea pe hârtie milimetrică) a fiecărei suprafeţe corespunzătoare curbelor batimetrice se reprezintă grafic curba suprafeţelor (batimetrice).

Cu ajutorul curbei batigrafice se poate calcula volumul total al lacului sau volumele parţiale, corespunzătoare diferitelor adâncimi.

Volumul total (V_t) se determină grafic prin planimetrarea suprafeţelor dintre axele coordonatelor şi curba batigrafică. Prin înmulţirea suprafeţei rezultate cu valoarea unităţii la scara grafică aleasă, se obţine volumul de apă total sau cele parţiale.

Pentru determinarea volumelor parţiale se foloseşte formula trunchiului de con:

$$V_p = h/3\left(F_1 + F_2 + \sqrt{F_1 \cdot F_2}\right), \qquad (1.5)$$

unde:

h reprezintă diferenţa de adâncime dintre cele două curbe batimetrice;

F_1, F_2 - suprafeţele celor două curbe batimetrice.

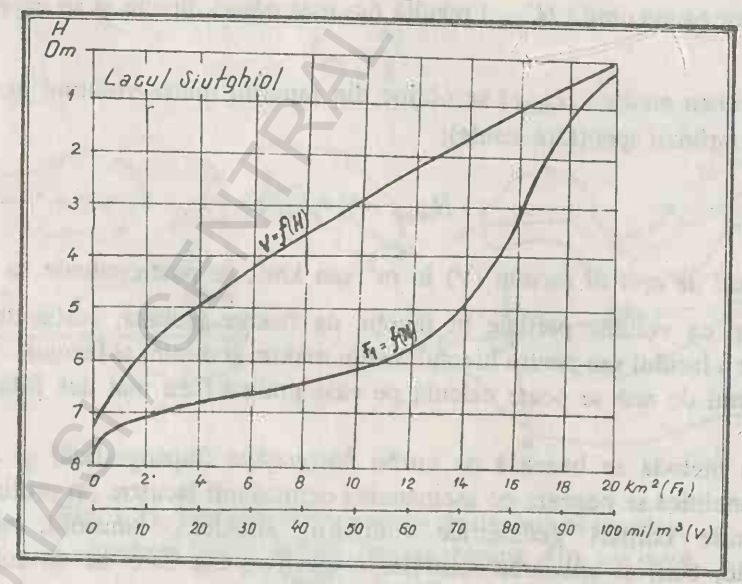


Fig. 1.32. Curba batigrafică şi curba volumelor.

BCU ASE CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

De asemenea, tot pentru volumele parţiale, se poate utiliza şi formula mediei aritmetice:

$$V = h / 2(F_1 + F_2), \tag{1.6}$$

dar care dă rezultate aproximative.

Pentru lacuri mici sau calcule estimative, se poate folosi şi formula parabolică Simpson:

$$V = h / 3 \cdot (F_0 + 4F_1 + 2F_2 + 4F_3 + 2F_4 + ... + F_n). \tag{1.7}$$

Prin însumarea, volumelor parţiale se obţine volumul total:

$$V = \sum V_p . \tag{1.8}$$

Dezvoltarea volumului (D_v) reprezintă compararea volumului unui lac în raport cu volumul unui con cu suprafaţa bazei egală cu suprafaţa lacului şi înălţimea (conului) egală cu adâncimea maximă a lacului potrivit expresiei:

$$D_v = 3H_{med} / H_{max} . \tag{1.9}$$

Valoarea lui D_v se apropie de 1 când depresiunea lacustră tinde spre conicitate, este mai mică de 1 când versanţii depresiunii au formă convexă către volumul de apă şi mai mare de 1 când versanţii sunt concavi.

Panta medie a fundului (I) se determină ca tangenta unghiului şi se calculează potrivit relaţiei:

$$I = \frac{\Delta h \sum l}{F}, \tag{1.10}$$

unde:

Δh este echidistanţa dintre izobate;

F - suprafaţa determinată de izobata superioară, respectiv suprafaţa lacului la 0 m adâncime;

$\sum l$ - suma lungimilor izobatelor măsurate.

Suprafaţa reală a fundului depresiunii lacustre (F_f) este dată de relaţia:

$$F_f = \frac{F}{\cos\alpha}, \tag{1.11}$$

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde:

F este suprafaţa lacului;

α - unghiul de înclinare a pantei fundului dată de relaţia anterioară.

Indicele de formă a depresiunii lacustre (I_f). Forma depresiunii lacustre influenţează diferite aspecte ale regimului hidric, termic şi chimic al lacului. Un lac cu suprafaţa mare şi adâncime mică este uşor supus uniformizării termice şi chimice sub acţiunea valurilor; un lac cu suprafaţa mică şi adâncimea mare, prezintă diferenţieri mari pe verticală sub aspectele menţionate mai sus.

Pentru caracterizarea formei depresiunii lacustre, se compară acestea cu diferite forme geometrice (cilindru, con, emisferă etc.). S.D. Muraveski a propus determinarea indicelui de formă potrivit relaţiei:

$$If = H_{med} / H_c , \tag{1.12}$$

unde:

H_{med} este adâncimea medie;

H_c - adâncimea *centrului de greutate* al masei de apă.

Poziţia centrului de greutate se determină astfel:

$$H_c = \int z \, dm / M , \tag{1.13}$$

unde:

z este grosimea unui strat elementar;

dm - masa stratului elementar;

M - masa întregului volum de apă.

Dacă se notează cu ρ densitatea (considerată egală în tot lacul) şi cu dv volumul stratului elementar, atunci:

$$dm = \rho \, dv$$

şi:

$$H_c = \frac{\int_v z\rho \cdot dv}{M} = \frac{\int_v z\rho \cdot dv}{\int_v \rho \cdot dv} \quad \text{sau} \quad H_c = \frac{\int_b z\rho \cdot dv}{V} , \tag{1.14}$$

unde:

$\int zdv$ - se determină grafic pe curba volumelor;

V este volumul total al lacului.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În funcţie de valoarea lui H_c, lacul se poate compara cu unele din corpurile geometrice după cum urmează: 2,0, cilindru, 1,78, emisferă, 1,50, paraboloid, 1,33, con (fig. 1.33).

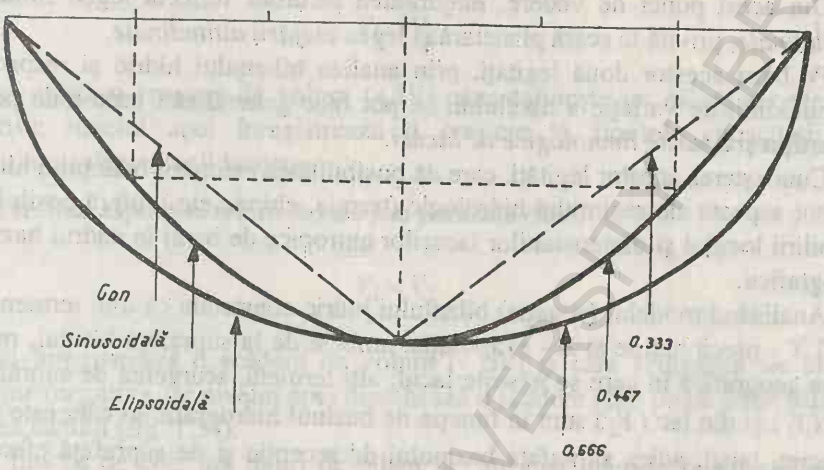


Fig. 1.33. Forma depresiunii lacustre (după Neuman, 1959).

1.4. BILANŢUL HIDRIC ŞI VARIAŢIA NIVELURILOR

1.4.1. BILANŢUL HIDRIC

Bilanţul hidric al lacului este estimarea cantitativă, la un moment dat sau pe o anumită perioadă de timp (de regulă o lună, un sezon, un an sau mai mulţi ani) a tuturor componentelor care contribuie la alimentarea sau pierderea unui volum de apă.

Variaţia volumului de apă determinat de raportul dintre componentele de *intrare şi ieşire* din lac se reflectă în *variaţia nivelului apei* care poate fi considerat un barometru al lacului în acest sens.

Factorii care intervin direct în modificarea cantitativă a volumului de apă din lac se numesc *componentele bilaţului hidric* şi care, în funcţie de rolul pe care îl au, de *intrare* (alimentare) sau *ieşire* (pierdere), vor avea sensuri *pozitive*, de creştere a volumului şi sensuri *negative*, de scădere a volumului, în ambele situaţii consecinţa fiind de creştere sau scădere a nivelului apei din lac.

Aceste componente, numite şi *termeni*, se înscriu într-o ecuaţie generală sub forma unei sume algebrice, cu tot atâtea necunoscute câte simboluri sunt, numit *modelul bilanţului hidric*.

BCU CENTRAL UNIVERSITARĂ

Valorile acestor componente, dincolo de *semnificaţia cantitativă*, au şi o *semnificaţie calitativă*, în sensul că reflectă condiţiile geografice în care este situat lacul, de la o semnificaţie locală, singulară, la o semnificaţie zonală geografică.

Din acest punct de vedere, majoritatea lacurilor reflectă legea *zonalităţii latitudinale*, privită la scară planetară şi legea *etajării altitudinale*.

Pe baza acestor două legităţi, prin analiza bilanţului hidric şi respectiv a amplitudinii de variaţie a nivelului, se pot face generalizări teritoriale privind repartiţia şi *tipurile limnologice de lacuri*.

Cunoaşterea acestor legităţi, care dă posibilitatea estimării bilanţului hidric şi a altor aspecte ale regimului hidrologic (termic, chimic etc.), oferă posibilitatea stabilirii locului şi dimensiunilor lacurilor antropice de baraj în cadrul bazinelor geografice.

Analizând modelul (ecuaţia) bilanţului hidric constatăm că unii termeni cum ar fi X - precipitaţiile şi Z - evaporaţia, ambele de la suprafaţa lacului, reflectă zona geografică în care se găseşte lacul; alţi termeni, scurgerea de suprafaţă în lac (Y_1) şi din lac (Y_2) sunt în funcţie de bazinul hidrografic în care este situat, concret, lacul, adică suprafaţa bazinului de recepţie şi de suprafaţă efectivă a lacului; termeni referitori la alimentarea subterană (U_1) şi pierderea subterană (U_2) ce depind de condiţii strict locale cum ar fi natura rocilor în care este situat lacul.

Dacă ne referim numai la aceste şase componente, deoarece într-o ecuaţie de bilanţ pot interveni şi altele naturale sau datorită activităţii omului, ecuaţia bilanţului hidric este:

$$X + Y_1 + U_1 - Z - Y_2 - U_2 = \pm \Delta V , \qquad (1.15)$$

unde: ΔV este diferenţa de volum (+) sau (-) care rezultă din însumarea valorilor componentelor raportate la perioada analizată.

În analizele de bilanţ hidric se întâlnesc, de regulă, **trei aspecte** (situaţii).

Primul aspect este acela când suma valorilor componentelor va fi egală cu 0, adică nu există diferenţă de volum şi deci volumul intrat (V_1) este egal cu volumul ieşit (V_2) în această situaţie se apreciază că este un *bilanţ constant (neutru)*:

$$V_1 = V_2 . \qquad (1.16)$$

Această situaţie de bilanţ constant sau de echilibru între intrări (*aflux*) şi ieşiri (*deflux*) se poate întâlni la un lac pentru o perioadă scurtă de timp, în funcţie de jocul dintre componente, sau în cazul unei analize a bilanţului hidric la un lac

pentru o perioadă multianuală, seculară sau milenară. În aceste condiţii, nivelul apei este şi el constant.

Al doilea aspect al bilanţului hidric este acela când:

$$V_1 > V_2 \qquad (1.17)$$

şi deci există o creştere de volum ($+\Delta V$) care defineşte un *bilanţ excedentar* (pozitiv); nivelul apei înregistrează o creştere în limitele capacităţii de acumulare a depresiunii lacustre.

Al treilea aspect se referă la faza sau perioada când:

$$V_1 < V_2 \qquad (1.18)$$

şi deci înregistrează o scădere de volum ($-\Delta V$) şi care semnifică *un bilanţ deficitar* (negativ), iar nivelul apei marchează o scădere care poate duce până la secarea lacului (fig. 1.34).

În funcţie de cele trei tipuri de bilanţ la care mai intervin şi alţi parametri care le particularizează, lacurile pot fi categorisite ca *permanente, temporare, efemere* sau *cu scurgere şi fără scurgere* (închise).

Lacurile permanente sunt cele mai multe, privite la scară planetară, cele temporare se întâlnesc în regiunile de stepă şi chiar de semipustiu cum sunt unele lacuri din depresiunile de crov din Bărăgan, din sudul Munţilor Atlas, Africa (şoturile), din Asia Centrală, mai exact în Kazahstan etc.

Lacurile efemere pot fi numite acele acumulări de apă care apar în anotimpurile mai umede sau după ploi torenţiale. De regulă, aceste lacuri nu au o depresiune lacustră care rezistă în timp.

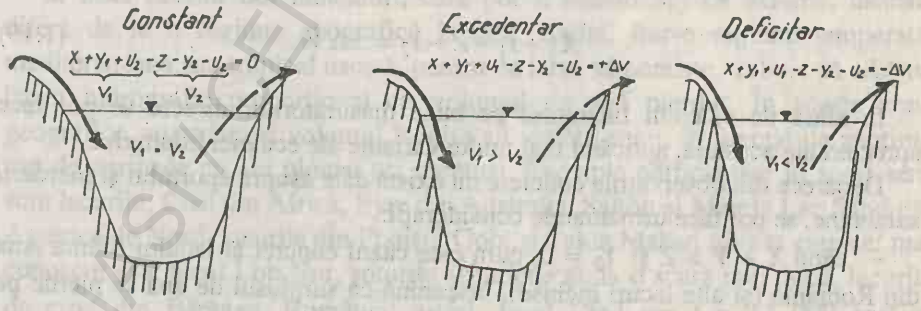


Fig. 1.34. Tipuri de bilanţ hidrologic.

Calcularea bilanţului hidric al unui lac se poate face pe baza măsurătorilor existente asupra componentelor ecuaţiei (modelului). În unele situaţii se poate determina indirect pe baza ecuaţiei un termen care nu este dimensionat.

În cazul lacurilor mari, sunt necesare mai multe puncte (staţii) în care să se facă măsurători, cum ar fi lacurile Baikal, Tanganyika, Victoria, Marile Lacuri din America de Nord, Marea Caspică etc.

Primul parametru care trebuie măsurat este nivelul apei la o mira sau mai multe mire hidrometrice. Variaţia nivelului apei reprezintă prima condiţie în această operaţiune.

A doua condiţie este întocmirea hărţii batimetrice a lacului cu consemnarea nivelului apei la care a fost făcută ridicarea, raportată atât în cote absolute faţă de nivelul marin, cât şi în cote relative faţă de un reper fix sau 0 al mirei hidrometrice.

În continuare, se cere cunoaşterea precipitaţiilor recepţionate la suprafaţa lacului, acestea obţinându-se de la staţia meteorologică cea mai apropiată sau de la posturile pluviometrice.

Evaporaţia de la suprafaţa lacului se estimează pe baza datelor directe de la pluta evaporimetrică, dacă aceasta există pe lac, sau indirect pe baza deficitului de umiditate de la staţia meteorologică, pe baza unor formule în care se iau în calcul mai mulţi parametri meteorologici.

Scurgerea superficială din bazinul hidrografic se calculează pe baza debitelor lichide ale râurilor afluente sau pe baza hărţilor scurgerii lichide existente în regiune.

Scurgerea superficială din lac se calculează tot pe baza debitelor lichide măsurate pe emisarul lacului sau indirect prin ecuaţia de bilanţ.

În ceea ce priveşte aportul subteran sau infiltraţia, acestea se pot aprecia tot pe baza ecuaţiei de bilanţ, aplicând o serie de artificii de calcul sau considerând cei doi termeni egali, ceea ce simplifică ecuaţia:

$$X_1 + Y_1 - Z - Y_2 = \pm \Delta V . \qquad (1.19)$$

În afară de calculul bilanţului pe baza măsurătorilor directe se pot face aprecieri ale acestuia, aplicând mai multe variante ale ecuaţiei bilanţului.

Deoarece din observaţiile concrete nu există date asupra aportului şi pierderii subterane, se pot face următoarele consideraţii:

– când $X + Y > Z$ şi $Y_2 = 0$, cum este cazul concret al lacului Sfânta Ana din România (şi alte lacuri închise), înseamnă că surplusul de apă se pierde pe cale subterană, deci există o scurgere subterană (U_2);

– când $X + Y < Z$ şi totuşi lacul are scurgere prin emisari, cum este lacul Siutghiol (România), înseamnă că există o alimentare subterană (U_1).

Ţinând seama că termenii bilanţului hidric depind de bazinul de recepţie(F), cum este cazul Y_1 şi de suprafaţa lacului (f), cum sunt X şi Z, ecuaţia:

$$X + Y_1 - Z - Y_2 = 0 \qquad (1.20)$$

se poate scrie:

$$Xf + Y_1F - Zf - Y_2f = 0. \qquad (1.21)$$

În aceste condiţii, Y_1 se determină potrivit relaţiei:

$$Y_1 = YF / T, \qquad (1.22)$$

unde:

Y este valoarea scurgerii superficiale care se ia din hărţile speciale existente;

T - numărul de secunde dintr-un an ($31{,}5 \times 10^6$).

Scurgerea apei din lac printr-un emisar sau lipsa acestuia reflectă direct sau indirect raportul dintre X şi Z, numit *indicele potenţialului hidric al teritoriului* (K_h):

$$K_h = X / Z, \qquad (1.23)$$

iar raportul dintre suprafaţa lacului şi suprafaţa bazinului de recepţie a fost numit *coeficientul suprafeţei lacustre* (K_l):

$$K_l = f / F. \qquad (1.24)$$

Cei doi coeficienţi sunt, în esenţă, produşi ai condiţiilor climatice, primul având efect imediat asupra bilanţului hidric, cel de-al doilea fiind rezultanta unei evoluţii în timp şi al reglării raportului care explică persistenţa lacului de milenii.

În baza acestor doi indicatori, care pot fi consideraţi ca axiome, lacurile diferă de la o regiune geografică la alta. Astfel, într-o regiune temperată, mediteraneană sau tropical uscată, pentru ca lacul să persiste, trebuie să aibă un bazin hidrografic proporţional cu volumul de apă pierdut. În aceste zone geografice, suprafaţa şi volumul lacului au variaţii mari, în funcţie de anotimp sau de perioade cu ani ploioşi ori secetoşi. Exemple edificatoare în acest sens sunt lacurile: Ciad din Africa, Eyre din Australia, Salton şi Marele Lac Sărat din America de Nord, lacurile din Podişul Gobi şi Takla Makan (dintre care cel mai cunoscut este lacul Lob Nor, şoturile sahariene şi, la o scară mai mică, lacurile de crov din Bărăgan, România; astfel, lacul Ciad are f = 12 000 km^2 şi F = 1 300 000 km^2, Lob Nor cu 2 000 km^2 şi respectiv 1 000 000 km^2, Eyre cu 0-15 000 km^2 şi 1 300 000 km^2.

1.4.2. VARIAŢIA NIVELURILOR

După cum s-a menţionat, nivelul apei lacului este cel mai sensibil barometru de înregistrare a modificărilor volumului de apă. Hidrograful variaţiei nivelului este în funcţie de modificarea şi evoluţia componentelor bilanţului hidric, care au loc sezonier, anual sau ciclic (multianual). În variaţia nivelului apei lacului se remarcă o tendinţă constantă de creştere sau scădere (seculară), datorită schimbărilor generale climatice care afectează zone geografice întinse. Acest fenomen poate fi analizat la lacurile închise din regiunile aride şi semiaride.

Mările Caspică şi Aral, ambele lacuri închise, de mari dimensiuni, situate pe aceeaşi paralelă şi într-o regiune geografică aridă, cu bazine geografice mari dar amplasate în zone geografice opuse, prezintă variaţii de nivel alternative în raport cu condiţiile climatice. S-a remarcat faptul că, atunci când Marea Caspică avea nivelul ridicat, Aralul îl avea scăzut şi invers.

Explicaţia acestor variaţii este aceea că în perioadele cu ani secetoşi nivelul lacului Aral creşte deoarece Amu Daria şi Sîr Daria, afluenţii de bază care se alimentează din gheţarii şi zăpezile perene ale Munţilor Pamir, aduc volume mari de apă în comparaţie cu Volga, afluentul Caspicii, care se alimentează din podiş şi câmpie şi deci aduce volume mici de apă. Situaţia se inversează în perioadele cu anii umezi, când zăpezile şi gheţarii din Pamir nu cedează decât puţină apă prin topire, în schimb Volga drenează afluenţi cu ape mai bogate; astfel s-a explicat nivelul lacului Aral, mai ridicat cu 2 metri în perioada 1900-1915 în raport cu cel al Caspicii.

În afara acestor constatări, desigur că se manifestă şi alte fenomene, în sensul că Marea Caspică a înregistrat o scădere de lungă durată până în anii 1970, după care nivelul a început să crească. Lacul Aral, în schimb, datorită reţinerii apei din râurile Amu Daria şi Sîr Dria în lacurile de acumulare şi prelevări pentru irigaţii a înregistrat o scădere a nivelului şi o reducere a suprafeţei cu circa 50 % (de la 66 900 km^2 în 1960, la 33 800 km^2 în 1971, iar volumul de la 1 090 la 290 m^3), marcând o evidentă catastrofă ecologică.

Lacul Balhaş, situat mai la est, tot închis, a înregistrat, de asemenea, scăderi şi creşteri ale nivelului. Astfel între 1875 şi 1890 a scăzut, între 1890 şi 1910 a crescut, apoi din nou a scăzut cu circa 2,8 m între 1910-1930. Aceste variaţii se datoresc condiţiilor climatice reflectate în precipitaţiile care cad direct pe lac şi în debitul afluentului principal Ili, care coboară din munţii Tianshan (fig.1.35).

O altă reconstituire a variaţiei de nivel, dar pe o perioadă de 250 de ani (1650 - 1906), a fost făcută de J. Enge (1931) pentru Marea Moartă, un lac tipic închis. Spre deosebire de oscilaţiile ciclice din Siberia, autorul semnalează că aici hidrograful nivelurilor a marcat o scădere lentă din 1650 până spre 1760, după care a urmat o creştere uşoară care a atins maximul în 1900.

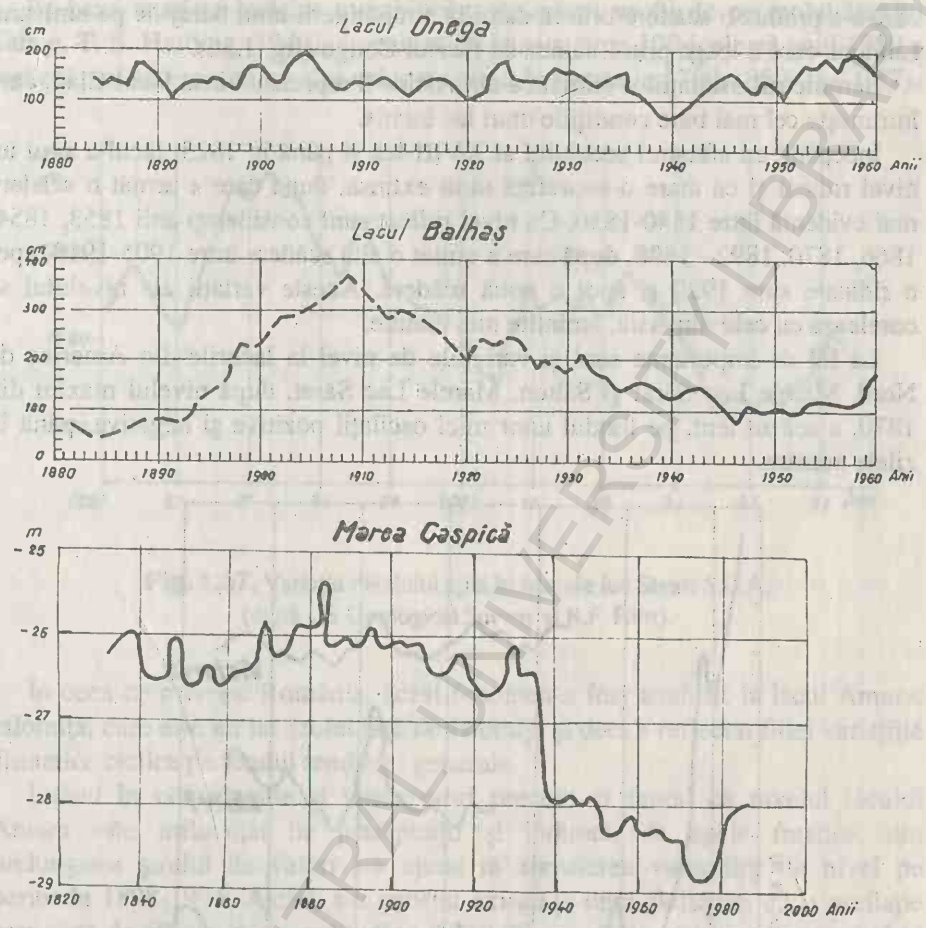


Fig. 1.35. Variaţia multianuală a nivelurilor unor lacuri.

Creşterea nivelului apei din secolul al XIX-lea este pusă de autor pe seama precipitaţiilor mai ridicate din regiune. Şi la Marea Moartă, în ultimii 30 de ani, ca urmare a reţinerii întregului volum de apă dulce al râului Iordan pentru irigaţii (acesta fiind singurul afluent semnificativ), nivelul a scăzut cu circa 10 m.

Variaţii ciclice au fost observate şi analizate şi pe marile lacuri din Africa. Astfel, C. E. Brooks (1923) a corelat oscilaţiile sincrone de pe lacurile Victoria şi Albert cu activitatea petelor solare (al căror ciclu este de 11 ani), dar analizele ulterioare au dovedit că era numai o coincidenţă, cauza principală rămânând tot regimul precipitaţiilor în raport cu cel al evaporaţiei. O creştere a fost remarcată pe lacul Tanganyika încă de la descoperirea lui de către europeni (1854), după

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

care s-a produs o scădere bruscă datorită străpungerii unui baraj de pe emisarul Lukuga, care îl leagă prin Lualaba de fluviul Congo (fig. 1.36).

Barometrul oscilaţiilor climatice din Africa îl reprezintă însă lacul Ciad, care întruneşte cel mai bine condiţiile unui lac închis.

Începând cu sfârşitul secolului al XVIII-lea şi până în 1823, lacul a avut un nivel ridicat şi ca atare o suprafaţă mult extinsă, după care a urmat o scădere mai evidentă între 1840-1850. Cu nivel ridicat sunt consideraţi anii 1853, 1854, 1866, 1870, 1892 - 1898, după care a urmat o altă scădere între 1905-1915, apoi o ridicare spre 1920 şi apoi o nouă scădere. Aceste variaţii ale nivelului se corelează cu cele din Asia, amintite mai înainte.

La fel de importante sunt şi variaţiile de nivel la lacurile din America de Nord, Marele Lac Sărat şi Salton. Marele Lac Sărat, după nivelul maxim din 1870, a scăzut lent, pe fondul unor mici oscilaţii pozitive şi negative, până în zilele noastre.

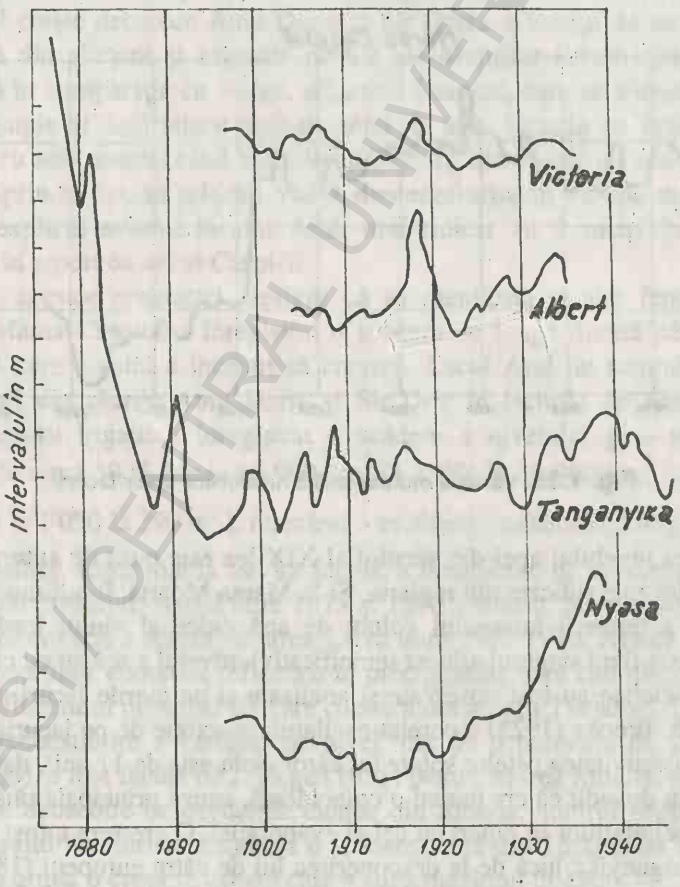


Fig. 1.36. Variaţiile nivelurilor lacurilor Victoria, Albert, Nyasa şi Tanganika (după Brooks, Dixei, Kantnack şi Tison).

Pe baza analizei inelelor trunchiurilor de arbori vechi de pe malul lacului Tahoe, T. S. Harding (1949), apreciază pe baza a circa 100 inele că anul 1850 a fost cel mai secetos, cu nivelul cel mai scăzut în perioada 1750-1850 (fig. 1.37).

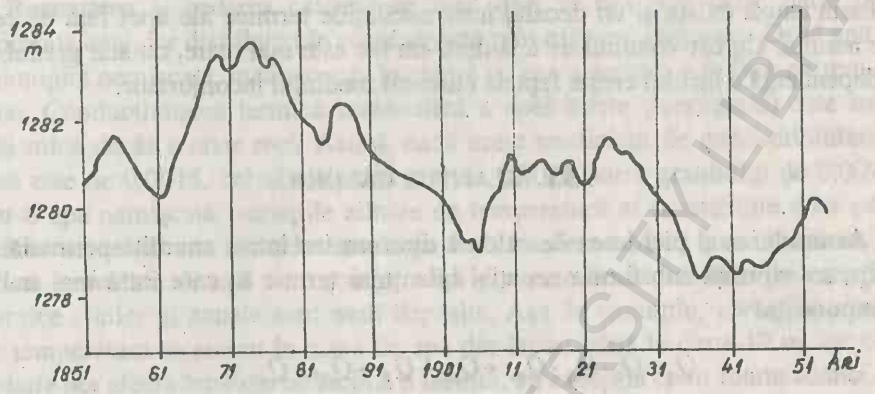


Fig. 1.37. Variaţia nivelului apei în marele lac Sărat, S.U.A. (după US Geological Survey şi R.F. Flint).

În ceea ce priveşte România, acest fenomen a fost analizat la lacul Amara, Ialomiţa, care este un lac izolat faţă de Ialomiţa şi deci a reflectat fidel variaţiile climatice ciclice pe fondul tendinţei generale.

Luând în consideraţie şi unele erori precum şi faptul că nivelul lacului Amara este influenţat de precipitaţii şi indirect, de apele freatice, din prelungirea şirului de valori s-a ajuns la aprecierea variaţiilor de nivel pe perioada 1898-1975. Astfel, s-a constat existenţa unei ciclicităţi cu o oscilaţie completă de 50 ani şi o amplitudine de 70-80 cm, două maxime corespunzând anilor 1917-1920 şi 1969-1971, primul având o medie a nivelurilor de 285 cm, iar al doilea de 305 cm şi un minim în 1948-1950 cu valoarea medie de 135 cm, pe fondul unei tendinţe generale uşor ascendente (P. Gâştescu, B. Driga, 1973):

$$H_i = 214{,}3 + 0{,}218 \cdot t_i \quad . \tag{1.25}$$

1.5. PARTICULARITĂŢILE TERMICE ALE LACURILOR

Capacitatea de înmagazinare şi cedare treptată de către apă, în general, şi de apa lacurilor în cazul nostru, a energiei calorice primită de la Soare (radiaţia solară) sau din scoarţa terestră prin fundul cuvetei lacustre, este una din particularităţile importante ale regimului termic. Prin volumul de apă mai mic faţă de cel al mărilor şi oceanelor, lacurile sunt mult mai receptive la

schimbările climatice, înregistrând variaţiile cele mai mici petrecute în decursul perioadelor de timp mai îndelungate (sute şi mii de ani) sau chiar de la o zi la alta. Trebuie, totuşi, să subliniem că apa manifestă o oarecare inerţie sau mai bine zis o încetineală, în legătură cu înmagazinarea şi cedarea căldurii. Din această cauză există şi un decalaj între oscilaţiile termice ale apei faţă de cele ale aerului. Cu cât volumul de apă dintr-un lac este mai mare, cu atât gradul de independenţă a lacului creşte faţă de climatul mediului înconjurător.

1.5.1. BILANŢUL CALORIC

Acumularea şi pierderea de căldură dintr-un lac într-o anumită perioadă de timp, se exprimă sub forma ecuaţiei bilanţului termic în care intră mai multe componente:

$$Q_s + Q_i - Q_a - Q_{ev} + Q_{at} + Q_f + Q_{af} - Q_{sc} + \\ + Q_{cd} + Q_{pr} - Q_{gh} - Q_{bio} + Q_{mec} = Q\,, \tag{1.26}$$

unde:

Q_s este radiaţia solară totală absorbită;

Q_i - radiaţia inversă a atmosferei absorbită de apă;

Q_a - radiaţia apei;

Q_{ev} - căldura cedată de apă prin evaporaţie;

Q_{at} - schimbul turbulent de căldură cu atmosfera;

Q_f - schimbul de căldură prin fundul depresiunii lacustre;

Q_{af} - cădura primită prin intermediul afluenţilor;

Q_{sc} - pierderea de căldură prin emisari;

Q_{cd} - căldura rezultată prin condensarea vaporilor;

Q_{pr} - căldura primită prin intermediul precipitaţiilor recepţionate de suprafaţa lacului;

Q_{gh} - căldura pierdută în procesul de formare a podului de gheaţă sau prin topirea sloiurilor de gheaţă ajunse în lac;

Q_{bio} - căldura degajată sau consumată în procesele biologice şi biochimice;

Q_{mec} - căldura rezultată prin transformarea energiei mecanice în energie termică.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Din seria componentelor incluse în ecuaţie, ponderea cea mai mare o au Q_s, Q_i, Q_a, Q_{ev}, Q_{at} care contribuie la schimbul de căldură dintre apa lacului şi atmosferă.

Receptarea şi cedarea căldurii se face deci în cea mai mare parte prin suprafaţa apei, iar distribuţia în masa de apă prin mişcarea acesteia. Dacă apa ar fi complet nemişcată, încălzirea ei în raport cu cea a aerului s-ar face extrem de greu. Conductivitatea termică moleculară a apei inerte (nemişcate) este mult mai mică decât a unor roci. Astfel, dacă acest coeficiant de conductibilitate a apei este de 0,0015, cel al nisipului este de 0,0026, iar a granitului de 0,0097. Într-o apă nemişcată, variaţiile zilnice de temperatură ar fi resimţite doar pe o adâncime de 40 cm, iar cele anuale pe 8 m maximum. Dar cum în natură nu există un volum de apă nemişcat, tot aşa şi aceste limite afectate de variaţiile termice zilnice şi anuale sunt mult depăşite. Aşa de exemplu, *variaţiile zilnice* de temperatură se resimt în masa de apă din lacuri până la circa 10 m, iar cele *anuale* pot afecta întreaga adâncime a lacului, cu excepţia celor foarte adânci.

În lacul Tanganyika, din Africa, variaţiile termice în timpul unei zile (între orele 6-23) se resimt uneori până la adâncimea de 100 m, iar în Baikal până la 200 m.

Variaţiile termice anuale sunt mai mari în zona temperată în raport cu cele din zona polară şi tropicală, unde amplitudinile termice anuale nu sunt atât de mari. Sunt însă şi cazuri când vântul împinge limita variaţiei termice zilnice mult mai adânc în lacuri.

Propagarea căldurii primită din aer în adâncul lacurilor se face în principal pe două căi şi anume: *convectiv*, adică prin deplasarea pe verticală a particulelor de apă datorită diferenţei de densitate şi *turbulent*, prin amestecul apelor provocat de un factor dinamic.

Pentru exemplificarea fenomenului de convecţie termică într-un lac, să presupunem că după dispariţia podului de gheaţă, temperatura apei la fund este de + 3°C, iar la suprafaţă se ajunge în scurt timp la +4°C. Se ştie că apa la +4°C are densitatea cea mai mare de 1 şi deci este mai grea decât cea de la fund. În aceste condiţii are loc o deplasare de ape grele de la suprafaţă spre fund şi o ascensiune a celor uşoare, dar cu temperatură mai mică, spre suprafaţă. Ajunse la suprafaţă, apele cu temperatură de +3°C se vor încălzi treptat depăşind +4°C, realizându-se astfel o densitate mai mică de 1, ceea ce face ca schimbul convectiv de ape să se limiteze treptat.

Cel de al doilea mijloc de propagare a căldurii în apa lacurilor este prin vânt. Intensitatea vântului provoacă în funcţie de suprafaţa lacului şi configuraţia cuvetei lacustre, amestecul apelor de la suprafaţă, care sunt mai calde şi deci mai uşoare, cu cele de la fund, mai grele. Acest mod de transport al căldurii este

numit *impus*. La aceste două mari direcţii de transfer a căldurii, se mai adaugă alte căi, cum ar fi curenţii orizontali şi verticali, provocaţi de afluxul de ape superficiale sau subterane.

1.5.2. TIPURI DE STRUCTURI TERMICE

Structura termică a lacurilor este foarte diferită, în funcţie de zonele climatice în care se găsesc, de configuraţia depresiunii lacustre, de aportul apelor de suprafaţă (prin râuri şi izvoare), de mineralizaţia totală a apelor etc. Dintre toate cauzele menţionate, climatul este factorul determinant în zonarea tipurilor termice de lacuri atât pe latitudine, cât şi pe altitudine. Pe fondul acesta general al zonelor termo-limnologice se întâlnesc anomalii determinate de cauze cu totul azonale, cum ar fi de exemplu apariţia unui izvor termal, compoziţia chimică deosebită a apei etc.

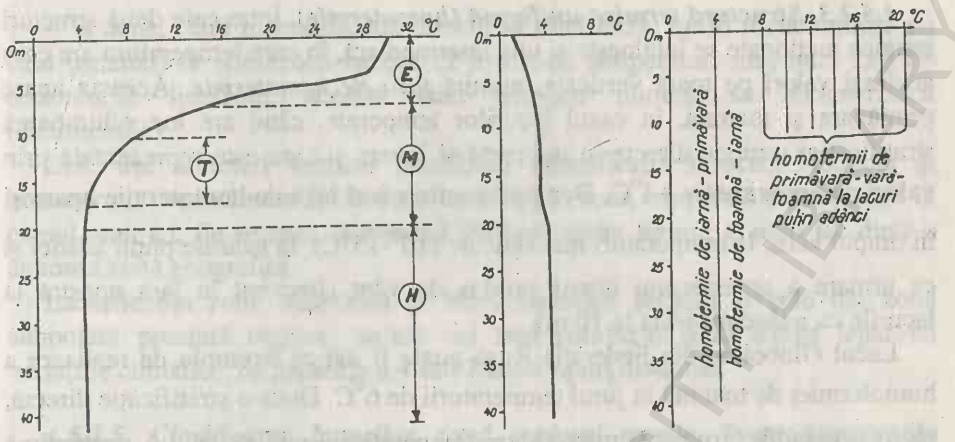
Toate aceste cauze determină numeroase moduri de distribuţie pe verticală şi chiar pe orizontală a temparaturii apei.

Au devenit clasice în această direcţie trei tipuri de structuri termice pe verticală (directă, indirectă, uniformă).

1.5.2.1. Stratificaţia termică directă. Cea mai răspândită structură este stratificaţia termică directă, care presupune temperaturi mai ridicate la suprafaţă şi mai scăzute la fund şi care se întâlneşte la lacurile din zona temperată (în perioada de vară), tropicală şi ecuatorială (în tot timpul anului).

Distribuţia temperaturii pe verticală în cadrul stratificaţiei termice directe nu se face uniform o dată cu creşterea adâncimii. Astfel, la suprafaţă, pe un strat de apă care variază de la 1 m până la peste 10 m, temperatura este mai ridicată şi variază în funcţie de temperatura aerului. Acest strat se numeşte *epilimnion*, adică de suprafaţă. Există şi cazuri când unele lacuri puţin adânci (până la 15-20 m), prezintă numai acest orizont termic, deoarece variaţiile zilnice ale temperaturii apei se resimt pe toată adâncimea. În această categorie intră majoritatea lacurilor din ţara noastră.

Sub epilimnion există un strat de apă în care temperatura scade brusc, uneori cu 8°-10 °C pe 1 m, numit strat de *salt termic*, cuprins într-o zonă ceva mai largă, de tranziţie, numită *metalimnion*. Mai spre fund, de obicei la lacurile adânci, temperatura scade foarte lent, nefiind influenţată de variaţiile zilnice, ci doar de cele anuale sau în cazul lacurilor foarte adânci, nici de acestea. Acest orizont, care cuprinde uneori 2/3 din adâncimea lacului, se numeşte *hipolimnion*. Valoarea termică a hipolimnionului variază de la 4°-5°C, în cazul lacurilor polare sau temperat-continentale (Baikal, Léman, Van, Sclavilor etc.), până la 22°-24 °C pentru lacurile tropicale (Nyassa, Tanganyika etc.) (fig. 1.38).



Stratificaţia termică directă (de vară) cu evidenţierea stratelor: **E** - epilimnion; **M** - metalimnion; **H** - hipolimnion; **T** - termoclin.

Stratificaţia termică indirectă (de iarnă)

Faze de homotermii

Fig. 1.38. Tipuri de stratificaţie termică.

Epilimnionul, metalimnionul şi hipolimnionul se caracterizează, fiecare în parte, prin trăsături termice, chimice şi biologice diferite. Astfel, epilimnionul primeşte oxigen direct din aer, iar cantitatea mare de lumină care pătrunde favorizează procesul de fotosinteză şi deci dezvoltarea intensă a vieţuitoarelor (orizontul eufotic). Metalimnionul cu saltul termic şi deci gradienţi mari în densitatea apei, împiedică pătrunderea oxigenului către hipolimnion, din care cauză în acest ultim orizont se acumulează cantităţi importante de gaze nocive, ca hidrogenul sulfurat (H_2S), care împiedică dezvoltarea organismelor, rămânând domeniul bacteriilor anaerobe (orizontul afotic, exemplu lacul Tanganyika).

1.5.2.2. Stratificaţia termică indirectă. Stratificaţia termică indirectă se caracterizează prin temperaturi mai scăzute, începând de la 0°C în cazul contactului cu gheaţa sau sub 0 °C la lacurile puternic sărate, la suprafaţă şi mai ridicate (+4°C şi mai mult) către fundul lacului. Trecerile de la temperaturile mai scăzute la altele mai ridicate o dată cu creşterea adâncimii, în cele mai frecvente cazuri, se face gradat, fără discontinuităţi. Aceste situaţii de stratificaţie inversă se găsesc uneori şi la temperaturi mai ridicate, ca urmare a unor schimbări bruşte în temperatura aerului, 12 °C la suprafaţă şi 14°-15 °C sau chiar mai mult la fund, dar numai în cazul lacurilor puţin adânci.

1.5.2.3. Structură termică uniformă (homotermie). Între cele două structuri termice menţionate se întâlneşte şi una intermediară, în care temperatura are cam aceleaşi valori pe toată verticala, numită *faza de homotermie.* Aceasta apare primăvara şi toamna, în cazul lacurilor temperate, când are loc schimbarea stratificaţiei termice directe în indirectă şi invers şi care este reprezentată prin valori de aproximativ +4°C. Dar sunt cazuri când faza de homotermie apare şi în timpul verii, la temperaturi mai ridicate (10°-15°C), la lacurile puţin adânci şi ca urmare a amestecului intens produs de vânt (frecvent în ţara noastră la lacurile cu adâncimi până la 10 m).

Lacul Glubokoe din Federaţia Rusă poate fi dat ca exemplu de realizare a homotermiei de toamnă în jurul temperaturii de 6°C. Dintr-o stratificaţie directă, răcirea aerului provoacă micşorarea temperaturii epilimnionului, coborârea stratului de salt termic şi ridicarea temperaturii în hipolimnion până la egalizarea întregului profil.

1.5.2.4. Structuri termice speciale. În afara celor trei structuri termice principale, se mai întâlnesc două situaţii care pot fi numite *speciale* şi anume:

– prima, când în stratificaţia directă se realizează în metalimnion un strat (orizont) cu grosimi de 2-3 m în care temperatura este mai ridicată cu 10-20°C decât în orizontul de la suprafaţă şi în cel imediat inferior; această stare termică se numeşte *mezotermică* (mezotermie) şi caracterizează lacurile helioterme (fig. 1.39).

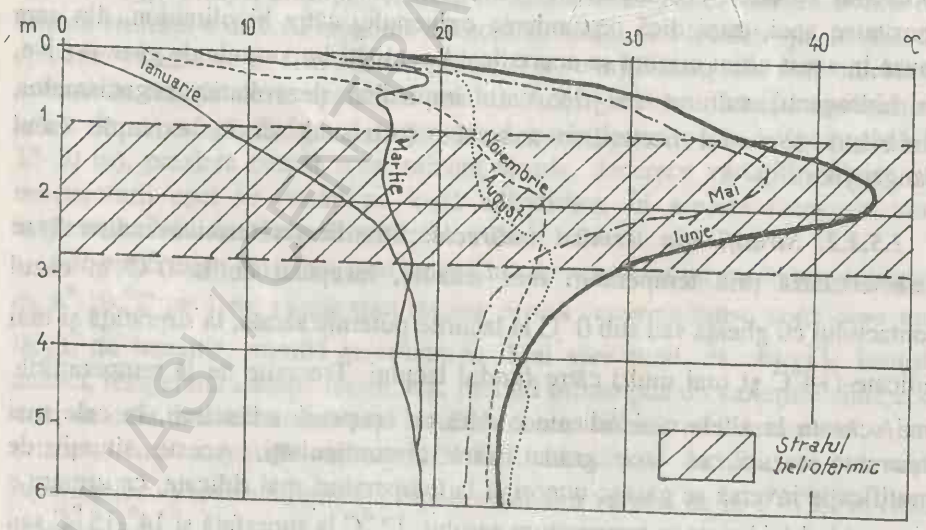


Fig. 1.39. Profile termice la lacul Ursu-Sovata 1977.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– a doua, când în stratificaţia directă se realizează, tot în metalimnion, un strat (orizont) de asemenea subţire (2-3 m), cu temperaturi mai mici faţă de orizonturile limitrofe, această stare termică numindu-se *dichotermică* (dichotermie).

Cele trei structuri termice principale (stratificaţia directă, indirectă şi homotermia) se întâlnesc fie la toate lacurile din zona temperată şi subpolară în cursul unui an, fie separat, dominând întregul regim termic al unui lac dintr-o anumită zonă geografică.

Lacurile din zona temperată şi într-o oarecare măsură şi cele din zona subpolară prezintă regimul termic cel mai complex, fiind strâns legat cu variaţiile climatice, cu prezenţa a 4 sau 2 anotimpuri distincte.

1.5.2.5. Clasificarea lacurilor după regimul termic. Toate clasificările lacurilor sub aspectul regimului termic făcute până în prezent, au plecat de la amestecul care se produce în cursul unui an în masa de apă. Prima clasificare aparţine lui Forel (1892) care împarte lacurile în: *temperate*, în care tempratura apei trece de două ori prin temperatura densităţii maxime (+4°C), deci cu două faze homotermice (primăvara şi toamna), o fază de vară cu stratificaţie termică directă şi alta de iarnă cu statificaţie termică inversă; *tropicale*, cu temperatura apei totdeauna deasupra limitei de +4°C, cu o singură perioadă de circulaţie (iarna) şi deci în marea lor majoritate cu stratificaţie termică directă; *polare*, de asemenea, cu o singură circulaţie (vara), dar cu temperatura totdeauna sub +4°C şi deci în mai multe cazuri o stratificaţie termică inversă.

A doua clasificare, mai exact o completare a celei făcute de Forel, aparţine lui S. Yoshimura (1936), care a introdus pe lângă tipul tropical, temperat şi polar, alte două tipuri, *subtropical* şi *subpolar*. Faţă de aceste două noi tipuri, schema lui Forel nu numai că se îmbogăţeşte, dar suferă şi unele modificări. Astfel, după schema lui Yoshimura, lacurile tropicale au temperatura apei la suprafaţă între 20°-30°C, o amplitudine de variaţie mică şi un gradient termic mic pe verticală, lacurile *subtropicale* au temperatura la suprafaţă peste +4°C, mari variaţii termice anuale şi chiar zilnice, o circulaţie în perioada rece, lacurile *temperate* cunoscute deja, lacurile *subpolare* cu temperatura apei la suprafaţă peste +4°C numai o perioadă scurtă de timp, vara, un gradient termic mic şi două perioade de circulaţie la începutul verii şi începutul toamnei şi lacurile polare cu temperatura apei întotdeauna sub +4°C, fără pod de gheaţă numai o perioadă scurtă de timp şi o circulaţie restrânsă de vară.

A treia clasificare aparţine lui Hutchinson (1956) şi se bazează pe acelaşi proces de amestec al apelor, dar introduce şi alte denumiri. După Hutchinson se întâlnesc următoarele tipuri: lacuri *dimictice* cu amestec dublu, care sunt de fapt

lacurile temperate din schema lui Forel; *monomictice calde*, care corespund tipului tropical după Forel şi subtropical după Yoshimura; *monomictice reci*, adică tipul polar după Forel şi Yoshimura; *amictice* (fără amestec de apă), unde se includ lacuri amictice calde (din zona tropicală) sau amictice reci, acoperite cu gheaţă permanent (lacurile din Antarctica sau de pe marile înălţimi muntoase); *oligomictice*, cu amestec slab, situate în zona intertropicală joasă; *polimictice*, cu amestecuri multiple; situate în zonele intertropicale înalte, unde variaţia termică zilnică influenţează stratul de apă de la suprafaţă (Lacul Victoria, Albert, Tana din Africa, Valencia şi Titicaca din America de Sud); lacuri *meromictice*, cu amestecuri parţiale ale orizontului superior, la lacurile foarte adânci din zona tropicală (Tanganyika) (fig. 1.40).

Aceste tipuri termice de lacuri, indiferent că aparţin clasificării lui Forel, Yoshimura sau Hutchinson, sunt caracteristice anumitor zone climatice şi deci şi celor geografice. Succesiunea acestor tipuri, de la monomictice calde spre amictice (de la tropicale la cele polare), se face în două direcţii, pe latitudine şi altitudine. Deci se pot întâlni lacuri amictice sau monomictice reci nu numai dincolo de 60°-70° latitudine nordică sau sudică, ci şi la o înălţime de 3 000- 4 000 m în zona temperată sau la peste 5 000 m în zonele tropicale şi ecuatoriale. O diagramă foarte reprezentativă a fost întocmită în acest sens de către Hutchinson şi Loffler (1956).

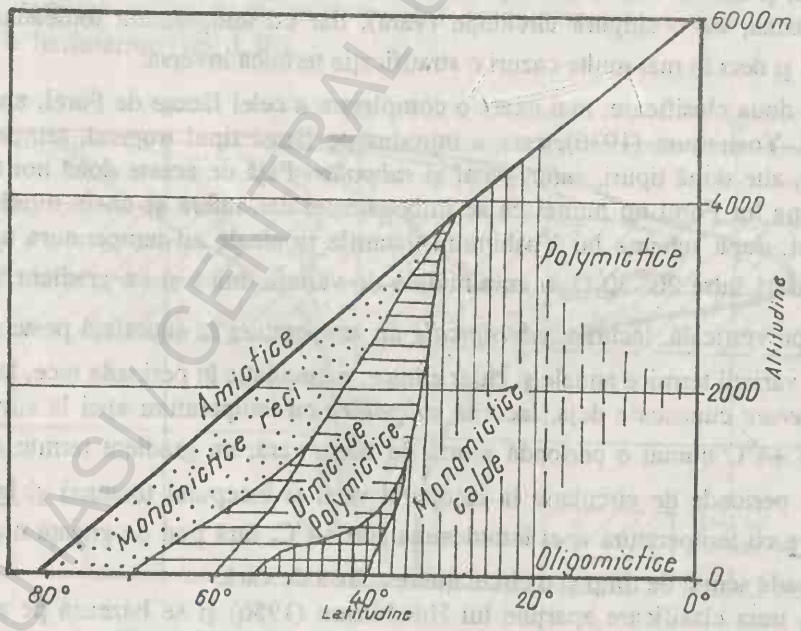


Fig. 1.40. Schema evoluţiei termice anuale a lacurilor monomictice şi dimictice.

După această corelaţie, lacurile amictice, adică cele acoperite tot timpul cu pod de gheaţă, se găsesc dincolo de latitudinea de 80° sud sau nord, pe orizontal şi la peste 6 000 m înălţime în zona ecuatorială, pe verticală. Desigur că o asemenea legătură grafică este numai orientativă, deoarece condiţiile locale climatice pot aduce modificări în această legitate. În orice caz, pentru zona alpină situată la circa 46°-47° latitudine nordică, lacurile amictice se pot găsi la circa 3 000 m înălţime, lucru foarte posibil.

Astfel, lacul Podul Giurgiului, de origine glaciară din Munţii Făgăraş, situat la 2 260 m altitudine şi la circa 45°30′ latitudine nordică, este îngheţat circa 9-10 luni pe an, iar în unii ani, podul de gheaţă rămâne tot anul pe o parte a lacului (august 1964) (fig. 1.41).

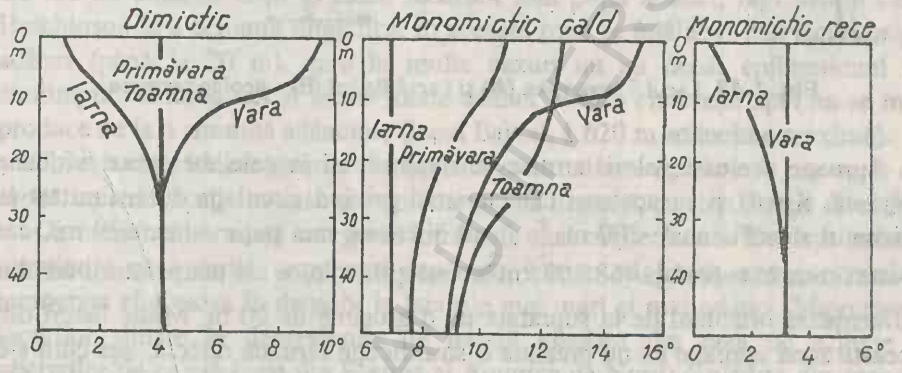


Fig. 1.41. Repartiţia pe altitudine a tipurilor de lacuri după regimul termic.

1.5.2.6. Lacurile tropicale. După clasificare lui Forel, în această categorie intră lacurile monomictice calde, oligomictice, polimictice şi chiar cele meromictice. Trăsătura caracteristică este aceea că temperatura apei nu coboară niciodată sub + 4°C; în general, profilul termic al lacurilor este stabil, cu variaţii zilnice numai în orizontul superficial, adică în epilimnion. Lacul Tanganyika, cel mai adânc din această zonă (1 435 m), prezintă un profil termic tipic pentru această zonă. Variaţiile sezoniere (sezon uscat sau ploios), se resimt până la circa 200-250 m adâncime şi ating la suprafaţă 5°-6°C amplitudine (23,3°-29,5°C), reducându-se treptat sub 200 m, adică între 200 -1 400 m temperatura menţinându-se aproape constantă în jurul valorii de 23,3°C. Întreaga coloană de apă situată mai jos de 200 m este lipsită de oxigen, dar mai bogată în săruri dizolvate faţă de suprafaţă. Acest volum imens de apă devine, în aceste condiţii impropriu dezvoltării organismelor (fig. 1.42 A).

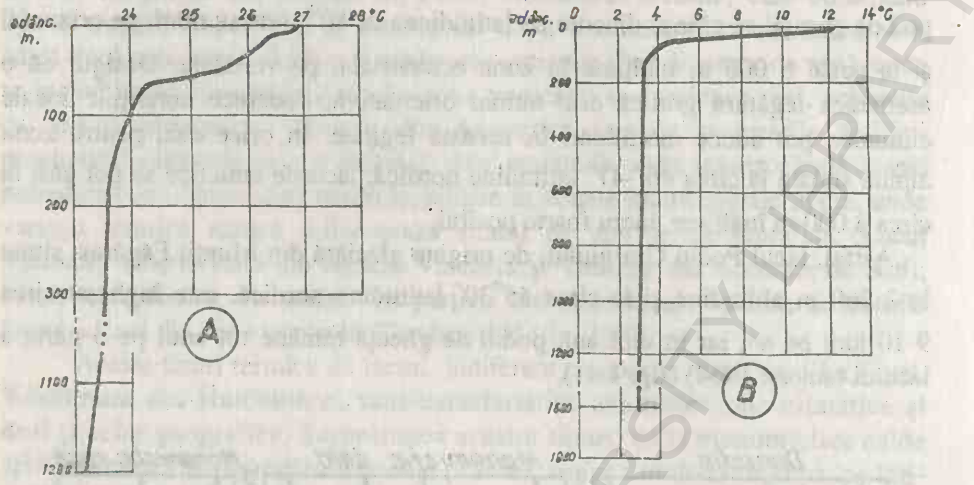


Fig. 1.42. Lacul Tanganyika (A) şi Lacul Baikal (B) - profile termice.

Aproape aceleaşi valori termice se întâlnesc şi la celelalte lacuri africane (Nyassa, Kiwu) şi cu aceleaşi caracteristici privind circulaţia apei, limitată la orizontul superficial de 200 m. În lacul Victoria, mai puţin adânc (79 m), dar foarte întins în suprafaţă (68 800 km^2), variaţiile zilnice ale temperaturii aerului influenţează orizontul de la suprafaţă pe o grosime de 20 m. Multe lacuri din această zonă aproape că nu prezintă o stratificaţie termică directă, aşa cum s-a observat la marile lacuri africane. Lacul Valencia din Venezuela, situat la $10^{\circ}10'$ latitudine nordică nu are practic o stratificaţie termică, iar variaţiile zilnice termice ale aerului influenţează întreaga adâncime de 20 m a lacului. Alt lac, socotit a fi şi unul dintre cele mai frumoase din lume, este lacul Atitlan din Guatemala ($14^{\circ}40'$ latitudine nordică), la care s-au înregistrat 24°C la suprafaţă şi 20 °C la fund (341 m). Multe exemple în acest sens se pot da din Indonezia, unde majoritatea lacurilor cu suprafeţe mai mici de 2 km^2 nu prezintă decât un epilimnion; doar în lacul Toba (unul dintre cele mai mari din această zonă), s-a semnalat un epilimnion între 25-50 m adâncime. Amplitudinea termică pe verticală în Lacul Toba a fost de numai 2,5°C, adică 26,4°C la suprafaţă şi 23,9°C la fund (450 m).

Lacul Titicaca, deşi se găseşte la 3 812 m înălţime în Munţii Anzi din America de Sud, fiind la 16° latitudine sudică, temperatura apei nu numai că este în tot timpul anului peste +4°C, dar variaţiile sezoniere nu afectează decât

orizontul de 100 - 130 m şi sunt cuprinse între + 12° şi + 15°C, iar mai jos, până la fund (circa 300 m), temperatura nu coboară sub + 11 °C.

În concluzie, lacurile tropicale prezintă temperaturi de peste + 10°C pe toată verticala, iar amplitudinea termică, atât pe adâncime cât şi cea zilnică sau sezonieră, nu depăşesc 5°-6°C, ceea ce conferă o stabilitate dar şi un dezavantaj circulaţiei apei şi deci primenirii şi îmbogăţirii cu oxigen. Lacurile puţin adânci din zona deşerturilor sunt supuse unor fluctuaţii termice foarte mari de la zi la noapte.

1.5.2.7. Lacurile temperate. Caracteristica principală a acestor lacuri este trecerea apei de două ori pe an prin temperatura de + 4°C şi deci tot de atâtea ori are loc un amestec total în cazul lacurilor mai puţin adânci, fapt pentru care Hutchinson le-a denumit dimictice. În această zonă se întâlnesc atât lacuri puţin adânci (până la 20 m), care în multe cazuri nu au decât epilimnionul în anotimpul călduros, cât şi lacuri foarte adânci în care circulaţia apei nu se mai produce de la o anumită adâncime (lacul Baikal, 1 620 m adâncime maximă).

Forel a caracterizat lacurile din această zonă ca *lacuri polare în perioada de iarnă*, cu stratificaţie inversă şi *tropicale în cea de vară*, cu stratificaţie directă.

Ca număr, în această categorie intră cele mai multe lacuri. De fapt trebuie menţionat că lacurile temperate depăşesc spre nord limita zonei climatice temperate şi aceasta în deosebi la lacurile mai mari şi mai adânci. Majoritatea lacurilor situate în depresiunile de natură glaciară din raza de acţiune a gheţarilor de calotă (cele din Europa şi America de Nord) fac parte din această categorie.

Un fapt care trebuie subliniat este acela că la lacurile temperate se pun în evidenţă cel mai bine orizonturile termice, epilimnion, metalimnion şi hipolimnion, cu diferenţieri clare în temperatură. Aceste profile termice pot fi observate la majoritatea lacurilor, zilnice de la suprafaţă sau cele pe adâncime sunt mai mari atât faţă de lacurile tropicale, cât şi faţă de cele polare. Aşa de exemplu, amplitudinea termică anuală la suprafaţa lacului Glubokoe (regiunea Moscovei din Federaţia Rusă) este de 28°C (0°C iarna imediat sub podul de gheaţă şi 28°C în luna iulie), iar cea verticală ceva mai mică de 23°C (28°C la suprafaţă şi 5°C la 30 m adâncime, în luna iulie 1946). La majoritatea lacurilor mai adânci, temperatura hipolimnionului este în jurul a +4°C. Numeroasele investigaţii făcute de Strøm (1945) în fiordurile norvegiene (Tyrifjørd, Eikeren, Møjsa şi Hornindalsvatn) cu adâncimi la unele de peste 400 m, în diferite luni ale anului (mai, iuni, iulie şi august) au pus în evidenţă o temperatură între +3,5°C şi 3,94°C în orizontul hipolimnic.

Lacul Baikal, deşi intră în categoria lacurilor temperate, se aseamănă prin structura termică cu lacul Tanganyika, analizat în categoria precedentă. Situat într-o zonă cu climat temperat continental rece, având un volum imens de apă (23 000 km^3) şi adâncimea cea mai mare dintre toate lacurile (1 620 m), Baikalul, deşi reflectă condiţiile climatice ale zonei în care se află, prin regimul său termic şi rezerva de căldură revenită pe unitatea de suprafaţă, influenţează la rândul lui temperatura aerului, precipitaţiile şi fenomenele de îngheţ, generând astfel un topoclimat aparte.

Temperatura maximă a apei la suparafaţă, care se înregistrează vara în lunile iulie - august, variază de la 19,1°C în delta râului Selenga, la 14,5°C în unele porţiuni deschise ale lacului. Temperatura medie a anului la suprafaţă în luna iulie este de 9°C şi scade odată cu adâncimea, ajungând la 3,6°C şi 3,8°C la 200-300 m, până unde se resimt variaţiile sezoniere. De la această limită în jos, temperatura apei rămâne constantă în timp, dar cu valori sensibil modificate spre fund, adică 3,38°C şi 3,4°C la 800 m, 3,34 °C şi 3,38°C la 1200m, 3,16°C şi 3,19°C la 1600 m (fig. 1.42 B).

Deşi circulaţia apei încetează la limita de 200-300 m adâncime, totuşi orizonturile inferioare sunt bine oxigenate (9,12 mg/l oxigen la 1 698 m), prin termoconvecţie. De altfel, oxigenerea orizonturilor inferioare din lacurile temperate este altă trăsătură principală a acestui tip termic.

Unele lacuri din Europa Centrală (Léman, Neuchatel, Joux), prezintă caracteristici termice care le situează în categoria celor tropicale sau temperate, numai datorită volumului şi adâncimii mari sau mai mici. De exemplu, în lacurile Léman (303 m) şi Neuchatel (154 m) rareori temperatura de la suprafaţă coboară sub + 4°C şi, bineînţeles, şi cea de la fund. În lacul Joux, situat în aceeaşi regiune a Munţilor Jura, cu adâncime de 31-33 m, temperatura apei la suprafaţă coboară sub +4°C, iar cea de la fund înregistrează o amplitudine de variaţie de 9°C, faţă de cea din Neuchatel de 0,8°C şi 1,4°C (fig. 1.43).

De fapt, se poate spune că această delimitare strictă (raportată la temperatura de +4°C înregistrată la suprafaţă), pe baza căreia lacul poate fi inclus în categoria celor tropicale sau temperate, nu este suficient de edificatoare.

Mai mult, dacă în lacul Léman se înregistrează în zona centrală temperaturi în timpul iernii ce nu coboară sub + 4°- + 5°C, în părţile marginale acestea ajung până la 0°C, când apa îngheaţă. Iată deci căci în acelaşi bazin pot exista, potrivit clasificării lui Forel, ape tropicale (calde) în zona pelagică şi ape polare în cea litorală, despărţite prin fenomenul fizic numit bară termică, cu valori de + 4°C.

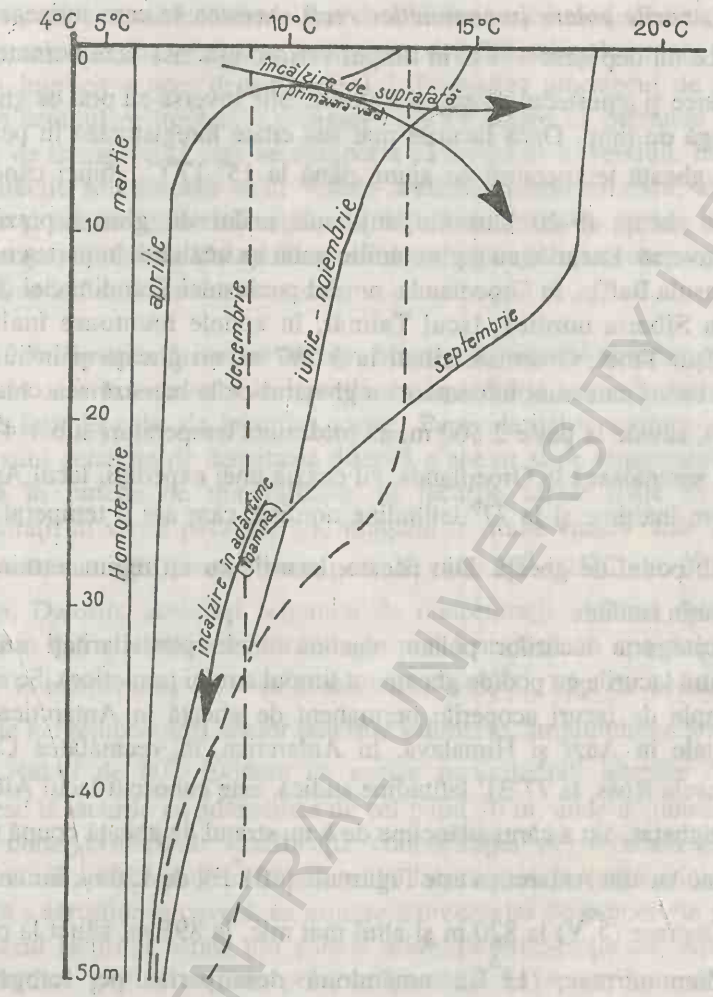


Fig. 1.43. Lacul Léman - profile termice, 1968.

Forel, în monografia asupra Lémanului, descrie frecvenţa acestui fenomen termic în lac. Considerăm că lacul Léman, deşi nu înregistrează temperaturi sub + 4°C la suprafaţă, dar ajunge în această situaţie de două ori pe an, începând chiar din noiembrie şi până în martie, nu poate fi inclus în aceeaşi categorie cu lacul Nyasa sau Tanganyika, adică a lacurilor tropicale. Acest lac poate fi inclus foarte bine în grupa celor temperate, în care intră şi cele situate mai la nord (Sclavilor, Onega, Ladoga, Vänern etc), care deşi au, numai o perioadă scurtă din an, temperaturi ceva mai ridicate de + 4°C, totuşi masa de apă trece de două ori prin acest prag termic.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1.5.2.8. Lacurile polare (monomictice reci). Acestea se caracterizează prin temperaturi ce nu depăşesc + 4°C în timpul verii, o aşa zisă fază homotermică când se produce şi amestecul de ape şi o stratificaţie inversă cu pod de gheaţă o perioadă lungă de timp. Dacă lacurile mai sus citate înregistrează în perioada fără pod de gheaţă temperaturi ce ajung până la 15°-17°C, atunci când sunt acoperite cu gheaţă (9-10 luni din an), sub podul de gheaţă prezintă o stratificaţie inversă. Lacurile cu regim termic polar se întâlnesc în partea nordică a Canadei, insula Baffin, în Groenlanda, nordul peninsulei Scandinaviei (Inari - Imandra), în Siberia nordică, lacul Taimâr, în zonele muntoase înalte din Alpi şi Podişul Tibet, Ororotse, situat la 5 297 m, cu gheaţă şi în iulie. În Alpi, câteva lacuri care sunt în contact cu gheţarul ce le barează sau chiar cele de pe gheţari, situate la peste 2 500 m, au totdeauna temperaturi sub + 4°C. A. Troll (1913) semnalează în Groenlanda, cu ocazia unei expediţii, lacul Anneks, situat la 40 m înălţime şi la 77° latitudine nordică, care are o temperatură de + 1,98°C sub podul de gheaţă. Din păcate, lacurile cu un regim termic polar sunt foarte puţin studiate.

Tot în categoria lacurilor polare, dar cu unele particilarităţi cu totul deosebite, intră lacurile cu pod de gheaţă tot timpul anului (amictice). Se cunosc câteva exemple de lacuri acoperite permanent de gheaţă în Antarctica şi se presupun altele în Anzi şi Himalaya. În Antarctica, în vecinătatea Capului Royds, pe insula Ross, la 77°31′ latitudine sudică, este cunoscut lacul Albastru, permanent îngheţat, din a cărui adâncime de 8 m, stratul de gheaţă ocupă 6,4 m. Cel mai adânc lac din Antarctica este Figurnoie (101°E), de 120 m, iar cele mai înalte sunt Obersee (5°V) la 820 m şi altul mai mic, la 895 m, situat la poalele muntelui Ziemmerman (13°E), amândouă descoperite pe fotogramele aeriene de Ritscher în 1942 (A. Cailleux, 1967). Dar cel mai curios lac din toată Antarctica este Vanda (77°32′ S, 161°32′ E), care este şi cel mai mare, de 7,2 km lungime şi 70 m adâncime. Acest lac, cu pod de gheaţă permanent de 3 m grosime, prezintă un interesant profil termic pe verticală. Odată cu creşterea salinităţii apei (care ajunge până la 118 g/l la fund, predominând Ca^{++} şi Cl^{-}), creşte şi temperatura (care atinge +26°C la 70 m adâncime). Această valoare nu s-a întâlnit la nici un lac obişnuit din zona tropicală şi cu atât mai mult pare anormal într-o regiune în care temperatura aerului rare ori atinge 0°C, iar iarna coboară sub - 40°C, mai precis cu 47°C mai mult decât temperatura medie anuală a aerului.

Explicaţia acestui fenomen a fost dată în două moduri: (*a*) printr-un aflux de energie calorică din scoarţa terestră care, datorită salinităţii mari din zona de fund şi implicit a unei densităţi de 1,2, împiedică amestecul de ape sau (*b*) printr-o acumulare treptată a energiei calorice solare ce pătrunde prin gheaţa extrem de transparentă care se comportă ca un ecran ireversibil. Indiferent din care direcţie acumulează lacul Vanda această energie calorică, un lucru este evident şi anume că stratificaţia salinităţii (mai mare la partea inferioară) şi persistenţa podului de gheaţă, impiedică agitaţia apei şi conservă temperatura ridicată de la fundul cuvetei lacustre.

1.5.2.9. Termica lacurilor sărate. Structurile termice prezentate mai sus şi care s-au referit îndeosebi la lacurile cu apă dulce sau salmastră, sunt total diferite faţă de cele ale lacurilor sărate. Particularităţile termice ale lacurilor sărate sunt generate de densitatea diferită a apelor şi de temperatura de îngheţ diferită în funcţie de mineralizare. În lacurile sărate (care în general au concentraţii în săruri peste 50 g/l, atingând în multe cazuri chiar 250-260 g/l, aproape de saturaţie), temperatura poate fi chiar 20° - 25°C sub 0° şi apa să nu îngheţe. Datorită aceluiaşi fenomen de concentraţie ridicată (înmagazinarea căldurii în apă şi cedarea ei făcându-se mai lent decât în apa dulce), se poate ajunge la temperaturi de + 40°C sau chiar + 60°C. Faţă de aceste posibilităţi extreme ale temperaturii apelor puternic salinizate, amplitudinea termică anuală atinge valori de 80°. Evident că aceste particilarităţi termice deosebite se întâlnesc la lacurile cu adâncimea de cel puţin 10 m, unde acţiunea vântului nu poate deranja mecanic stratificaţia concentraţiei pe verticală şi deci şi a temperaturii apei. Aşa de exemplu, multe lacuri se sărăturează prin concentrarea treptată a sărurilor în cuvetă, ca urmare a proceselor de evaporaţie din lac, cum este cazul lacurilor sărate din zonele aride, deşertic-tropicale. Altele, care au fost altădată golfuri marine, primesc şi astăzi un aport din mări, în timpul fluxului (lacul Ogac din insula Baffin, Canada, Moghilnîi de pe insula Kildine din apropierea peninsulei Kola), conservă salinitatea apei, uneori numai la fund. Numeroase lacuri se situează direct pe masive de sare ca urmare a proceselor naturale (lacul Ursu, Sovata) sau ocupă vechi exploatări salifere (lacul Razval, Kazahstan, numeroasele lacuri din ţara noastră). Mai sunt cazuri când mineralizaţia ridicată dintr-un lac se datoreşte unor izvoare minerale care apar direct în lac (lacul Ritom din Alpi).

În funcţie de temperatura apelor puternic sărate de la fund (valori pozitive sau negative), în unele lacuri se poate menţine tot timpul anului, fie stratificaţia directă, fie cea inversă.

Unul dintre cele mai tipice exemple îl prezintă lacul Razval din platoul Ileţc, situat în nord-estul Mării Caspice. Cu o suprafaţă de 7 ha şi o adâncime de 21m, lacul Razval s-a format în anul 1906 prin adunarea apei de suprafaţă din pârâul

Pesceanaia într-o mină de sare. Datorită salinităţii ridicate, apa lacului a înregistrat temperatura record de -21,5°C în timpul iernii fără să îngheţe, iar vara + 38°C. Variaţiile anuale ale temperaturii ajung doar până la maximum 3m adâncime. Sub această limită temperatura rămâne tot anul constantă pe întreaga verticală, dar ceea ce este mai interesant este faptul că ea are valori negative şi vara şi iarna.

Astfel, în lacul Razval, situat la apriximativ 5° latitudine nordică, găsim la o adâncime de numai 10 m în luna iulie august, când temperatura aerului este de +30° - + 35°C, nu mai puţin de -5,5°C (în vara anului 1913, temperatura aerului +34°C, teperatura apei la suprafaţă +36°C, iar la 10 m, -5°C).

În acelaşi timp în lacul Vanda din Antarctica, în plină zonă arctică, cu temperaturi ale aerului de -40°C, la fundul lacului (70 m) se înregistrau +26°C. Evident că zonalitatea climatică, în aceste două exemple, nu-şi mai lasă amprenta.

În cazul lacului Razval, menţinerea unor asemenea temperaturi scăzute începând cu adâncimea de 10 m se datoreşte densităţii mari a apei care creşte o dată cu adâncimea ca urmare a creşterii concentraţiei în săruri pe măsura apropierii de masivul de sare, fapt ce împiedică lipsa totală a unui schimb convectiv de energie calorică cu suprafaţa şi cu aerul. Dar numai la o distanţă de 150-200 m mai la sud de lacul Razval, se găseşte un alt lac, mult mai mic în suprafaţă, Tuzlucinîi, circa 2 ha şi cu o adâncime de numai 0,50-0,89 m. Particilarităţile termice ale acestui lac mic sunt cu totul diferite. Acelaşi autor, A. I. Dzens-Litovskii (1966) citează valori ale temperaturii deosebit de ridicate şi cu diferenţe mari între cele trei orizonturi, adică +25° - +30°C în apa de la suprafaţă, mai puţin sărată, +60° - +65°C în stratul de apă sărat şi +67° - +72°C în mâlul de pe fundul lacului. Cazuri asemănătoare sunt citate şi în Crimeea, în stepa Kulundă şi în deşertul Kara-Kum (Turkmenistan). Aşa de exemplu, în lacul Sultan-Sadjer din Kara-Kum, în iulie 1953 s-au înregistrat +40°C în orizontul de apă dulce, superficial, gros de 5-7 cm, +65°C în cel sărat şi +75°C în mâlul gros de 35 cm. Amplitudinile termice atât de mari sunt estompate în cursul iernii datorită adâncimii mici a lacului şi deci posibilitatea unui brasaj total al apelor.

Foarte interesante structuri termice sunt întâlnite în lacurile sărate din România, mai ales în cele situate pe masive de sare, denumite şi lacuri helioterme, datorită faptului că temperatura ridicată înregistrată aici se datoreşte exclusiv energiei calorice primite de la soare.

Fenomenul de heliotermie se caracterizează prin realizarea unui strat de 1-2 m grosime, la 1,5-3 m adâncime, valori termice mai ridicate decât în orizontul de deasupra, deci o structură mezotermică. Heliotermia se realizează în România la lacurile situate pe masivele de sare, cu adâncimi mari şi salinitatea ridicată, iar la suprafaţă o peliculă de apă salmastră sau chiar dulce provenită din scurgerea de suprafaţă. Investigaţiile făcute în lacul Ursu, Sovata de către Kaleczinsky încă din iulie 1901, a măsurat +26°C la suprafaţă, în orizontul cu apă mai puţin sărată (60-70 g/l), iar la 3 m adâncime, unde salinitatea era deja 170-200 g/l, o temperatură de +46°C. Datele sunt destul de neomogene, deoarece Riglera cu un an mai târziu (1902) menţionează tot în lacul Ursu +61°C cam la aceeaşi adâncime.

Modificări deosebit de importante în profilul termic pe verticală a unor lacuri le produce şi existenţa unor izvoare puternic salinizate în interiorul cuvetei lacustre. Lacul Ritom, din Elveţia, este unul din exemplele cele mai cunoscute, datorită numeroaselor sondaje termice efectuate de Bourcart (1904), Collet, Mellet şi Ghezzi (1914). Adâncimea maximă a lacului a fost de 45 m înainte de construirea uzinei hidroelectrice (1918). Pătura de apă de la suprafaţă până la 20m adâncime înregistrează variaţii termice sezoniere, dar de la această adâncime în jos, temperatura este invariabilă la 6,6°C în toate anotimpurile anului. În timp ce în această pătură de fund temperatura este constantă chiar în timpul verii, în orizontul de deasupra, în imediata apropiere, poate să fie chiar şi 5,1°C (la 11 iulie în 1904), iar la suprafaţa lacului 13°C (la aceeaşi dată). În această situaţie apare dichotermia caracterizată printr-un strat de apă intermediar, cu temperatura mai scăzută faţă de temperatura de la suprafaţă şi de la fund. Temperatura scăzută din orizontul intermediar (10-12 m adâncime în cazul lacului Ritom), se datoreşte conservării valorilor termice în timpul iernii, iar constanţa temperaturii în orizontul de fund se explică prin densitatea mai mare ca urmare a unei mineralizaţii ridicate, care nu permite amestecul apelor.

Cazuri similare sunt cunoscute în Europa prin lacul Girotto (citat de Delebeque, 1898) şi Ulmener Maar (după Thienemann, 1913), în Japonia prin lacurile din Sinmiyo, Miyake din insula Riu-Kiu, studiate în special de Yoshimura (1936). Profilul termic pe verticală al lacului Sinmiyo (adânc de circa 30 m), este destul de edificator şi tipic dichotermic, adică cu 25°C la suprafaţă, 14,1°C la 11 m şi 26,8°C la fund. În acelaşi timp mineralizarea creşte progresiv cu adâncimea.

Cea mai ridicată temperatură înregistrată până acum într-un lac, a fost în lacul Kawah-Idjen, situat într-un crater de explozie laterală (tip calderă), la 2 120 m altitudine, în insula Djawa (Indonezia). În acest lac lung de 900 m, lat de 520 m şi având adâncimea de 250 m, temperatura la suprafaţă variază între

20°C şi 40°C, în funcţie de temperatura aerului, iar la fund se ajunge la 96°C. Van Bemmelen care a făcut măsurătorile în 1920, arată că sonda de care s-a servit a fost atacată de apa puternic acidă (sulfaţi de fier şi aluminiu) şi că aceste săruri ar proveni din emanaţiile solfatariene sublacustre postvulcanice.

1.5.3. PROCESUL DE ÎNGHEŢ ŞI DEZGHEŢ PE LACURI

Acest proces are loc în apele lacurilor odată cu scăderea temperaturii, respectiv atingerea pragului termic de 0°C. În funcţie de gradul de mineralizare şi rezerva de căldură înmagazinată, pragul de îngheţ poate să fie şi sub 0°C. În adâncime, acest prag este în funcţie şi de creşterea presiunii, care îl modifică cu 0,0075°C pentru o atmosferă (adică la fiecare 10 m).

În raport cu condiţiile subliniate, scăderea temperaturii apei de la t_1 la t_2 se face potrivit relaţiei:

$$H_m(t_2 - t_1) = BT\,, \tag{1.27}$$

unde:

H_m este adâncimea medie a lacului;
B - cedarea căldurii din apă;
T - durata perioadei de răcire.

Prin suprarăcirea apei, se formează în orizontul de la suprafaţă o primă pojghiţă de gheaţă constituită din cristale, pojghiţă care, prin continuarea procesului de răcire, se consolidează şi apare podul de gheaţă.

Formarea podului de gheaţă depinde, după cum s-a mai subliniat, de rezerva de căldură din lac şi de intensitatea cedării căldurii care este legată de vânt şi de starea termică a atmosferei.

În cazul lacurilor cu apă dulce la care temperatura de îngheţ este 0°C şi deci $t_2 = 0$, durata perioadei de răcire se poate calcula conform relaţiei:

$$T = H_m \cdot t_1 / B\,. \tag{1.28}$$

Pentru calcularea datei instalării pe lac a podului de gheaţă, se poate utiliza suma temperaturilor negative medii zilnice ale aerului în perioada premergătoare acestui proces, din momentul trecerii temperaturii aerului sub 0°C (fig. 1.44).

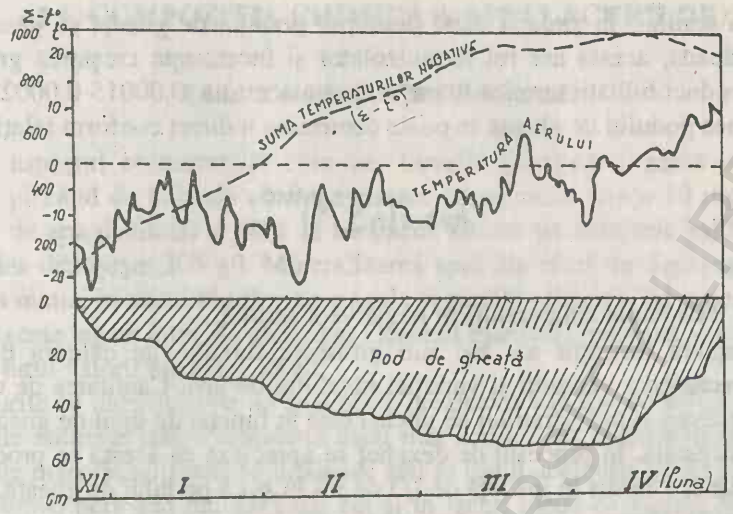


Fig. 1.44. Variația grosimii podului de gheață pe lacul Onega în iarna 1930-1931 în funcție de suma temperaturilor negative (- εt^{o}) și temperatura .

Deci, în funcție de dimensiunea lacului (respectiv volumul de apă, adâncime), formarea gheții se poate produce în 24 ore la lacurile mici, în 2-3 zile pe lacurile mijlocii și 15-20 de zile pe cele mari.

Pe lacul Baikal, datorită rezervei mari de căldură înmagazinată, proporțional cu volumul de apă, podul de gheață se formează la începutul lunii ianuarie, deși temperatura aerului coboară sub 0°C în noiembrie și chiar mai devreme.

În schimb, persistența podului de gheață se prelungește mult, după încălzirea aerului, până în luna mai.

Pe unele lacuri, de asemenea mari, podul de gheață nu acoperă în fiecare an întreaga suprafață, așa cum se întâmplă pe lacul Sevan din Armenia, unde podul de gheață compact se realizează odată la 10 ani.

În funcție de starea timpului, în procesul de îngheț, în lac se poate reține sau nu, o rezervă de căldură mai mare. Astfel, dacă înghețul se produce pe o stare de timp agitată, rezerva de căldură se pierde înainte de formarea podului de gheață și invers când aceasta se realizează pe un timp calm.

După modul de formare a gheții se deosebesc: gheață din apă, transparentă, cu structură cristalină și incluziuni de gaze sub formă de bule; gheață din apă și zăpadă, albicioasă, netransparentă, care se formează direct din zăpada căzută în apă sau pe podul de gheață cristalin; gheață de zăpadă ce se formează prin topirea și înghețarea ulterioară a zăpezii de deasupra gheții cristaline.

Creșterea grosimii podului de gheață depinde de diferența dintre fluxul de căldură care vine dinspre apă la partea infeioară a acestuia și temperatura

negativă a aerului. În situaţia când deasupra podului de gheaţă se găseşte un strat de zăpadă, acesta are rol termoizolator şi încetineşte creşterea grosimii, datorită conductibilităţii termice foarte reduse a acestuia (0,00015-0,00027).

Grosimea podului de gheaţă se poate determina indirect conform relaţiei:

$$hgh = \left(-\sum t^{o}\right)^{0,65}, \qquad (1.29)$$

unde $\sum t^{o}$ este suma temperaturilor negative a aerului.

Dezgheţarea lacurilor are loc sub influenţa fluxului de căldură din aer, acţiunii mecanice a vântului şi variaţiei nivelului de apă. Cantitatea de energie termică necesară topirii stratului de gheaţă este în funcţie de tipul de gheaţăşi de grosimea acestuia. În procesul de dezgheţ se apreciază că acesta se produce în proporţie de 2/3 de sus în jos faţă de 1/3 de jos în sus a podului de gheaţă.

Pe lacurile sărate, procesul de îngheţ este în funcţie de mineralizarea şi compoziţia chimică a apei. Cu cât creşte salinitatea, cu atât scade temperatura de îngheţ (tab. 1.4).

Tabelul 1.4

Temperatura de îngheţ în funcţie de salinitate

Salinitatea ‰	0	5	10	15	20	24,7	30	35
Temperatura de îngheţ °C	0,0	-0,3	-0,5	-0,8	-1,1	-1,33	-1,6	-1,9
Temperatura densităţii	4,0	2,9	1,9	0,8	-0,3	--1,33	-2,5	-3,5

Lacurile cu tipuri hidrochimice bicarbonatat calcice $(CaHCO_3)_2$ au temperatura de îngheţ mai ridicată în comparaţie cu cel clorurat sau sulfatat, la acelaşi grad de mineralizare, datorită gradului diferit de disociere în soluţie.

Procesul de îngheţ, formarea podului de gheaţă, grosimea şi durata acestuia depind de condiţiile climatice în care se găseşte lacul, raportată la latitudine (zona polară, subpolară, temperată, tropicală) şi la altitudine (câmpie, podiş, munte). Astfel, podul de gheaţă şi grosimea sa este mult mai mare pe lacurile subpolare canadiene (Sclavilor, Urşilor) în comparaţie cu cele din zona temperată (Balaton, Neuesiedler, Snagov, Căldăruşani) sau a celor de la altitudine mică (0-200 m), cum sunt cele din Câmpia Română şi cele din zona alpină la 2 000 m (Bâlea, Bucura, Zănoaga etc.).

În zonele polare sau cele de la altitudini de 4 000-5 000 m, lacurile sunt acoperite tot timpul anului cu pod de gheaţă (lacul Ororotse în Himalaia, la peste 5 000 m altitudine, lacul Vanda din Antarctica).

1.6. COMPOZIŢIA CHIMICĂ A APEI LACURILOR

1.6.1. CONSIDERAŢII GENERALE

Sub aspectul concentraţiei chimice, lacurile prezintă o gamă extrem de variată, plecând de la apele cu mineralizare foarte mică (circa 10 mg/l care le apropie de apa distilată) şi până la sărăturile situate pe masivele salifere, unde salinitatea depăşeşte 300 g/l. Mineralizarea apei din râuri nu depăşeşte 8-9 g/l (acestea numai în cazul râurilor care spală regiunile salifere), iar a oceanelor şi mărilor (cele legate între ele alcătuind Oceanul Planetar), prezintă variaţii foarte mici în jurul valorii medii de 35 g/l.

Lacurile cu dimensiunile lor mai mici, prezintă o variaţie de volum mare, iar condiţiile naturale lasă o amprentă mult mai accentuată în mineralizarea apei. Variaţiile mari de salinitate se întâlnesc atât în cazul aceluiaşi lac în cursul unui an sau într-o perioadă multianuală, cât şi în lacuri egale ca volum de apă, dar situate în zone geografice diferite.

Diversitatea mare de tipuri genetice a depresiunilor lacustre imprimă o anumită caracteristică în mineralizarea apei, iar zona climatică şi prin aceasta predominarea anumitor componenţi în ecuaţia bilanţului hidric, determină calitatea şi cantitatea de săruri în lac, raportată pe litru de apă. Astfel, lacurile din zonele ecuatorială, temperată şi subpolară, se caracterizează prin predominarea precipitaţiilor, în partea pozitivă şi a scurgerii, în partea negativă a bilanţului. În aceste condiţii mineralizarea va fi mică, deoarece apa din ploi este foarte săracă în săruri minerale, iar pierderile pe cale superficială (prin scurgere) contribuie la eliminarea sărurilor din cuveta lacustră. În această situaţie se găsesc şi lacurile din zonele muntoase înalte.

Pentru lacurile din zona tropicală sau mediteraneeană, la aport predomină scurgerea din bazinul hidrografic care antrenează o mare cantitate de săruri, iar la pierderi, evaporaţia de la suprafaţa apei care determină acumularea treptată a acestora în interiorul cuvetei lacustre. În multe cazuri, în lacurile din aceste zone geografice, nu numai că predomină evaporaţia faţă de scurgerea din lac, dar aceasta din urmă lipsind total, lacurile sunt fără scurgere şi seacă frecvent.

Se poate sublinia faptul că unul din factorii principali ai acumulării treptate şi a mărimii concentraţiei de săruri, este *timpul în care volumul de apă din lac se primeneşte,* adică perioada în care volumul existent se scurge în afară şi îi ia locul altul.

Convenţional se admite că *lacurile cu scurgere* sunt acelea al căror volum de apă se schimbă în 1-2 ani, cu *semi-scurgere* în 10-20 ani (lacul Léman la 11,2 ani), cu scurgere seculară în 100-200 ani şi *fără scurgere*, cele care efectiv n-au scurgere superficială sau subterană. Începând cu lacurile cu scurgere seculară şi continuând cu cele fără scurgere, o dată cu acumularea treptată a

sărurilor are loc şi o *metamorfozare* a acestora, trecând pe rând dintr-o clasă în alta şi de la un lac cu apă dulce la altul cu apă sărată.

1.6.2. SĂRURILE ŞI GAZELE DEZVOLTATE ÎN APA LACURILOR

Compoziţia chimică a apei, în general, şi a apei lacurilor, în cazul de faţă, este dată de trei grupe mari de substanţe şi anume *săruri minerale*, care sunt luate în calculul salinităţii, *gaze dizolvate* şi *substanţe organice*.

Sărurile minerale, cele mai importante atât sub raport calitativ, cât şi cantitativ, se împart în substanţe minerale principale (HCO_3^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+) şi substanţe minerale secundare, care sunt de fapt foarte numeroase (majoritatea elementelor din tabloul lui Mendeleev), dar în cantităţi extrem de mici. Unele dintre acestea, ca de exemplu compuşii azotului, fosforului, siliciului şi într-o oarecare măsură şi ai fierului, se mai numesc şi substanţe biogene, deoarece contribuie la desfăşurarea mai lentă sau mai rapidă a proceselor biologice din apă.

Gazele dizolvate, dintre care oxigenul (O_2), dioxidul de carbon (CO_2), hidrogenul sulfurat (H_2S), metanul (CH_4), indiferent dacă ajung în apă din mediul înconjurător sau din lacul propriu-zis, contribuie la crearea unui mediu propice sau nu pentru dezvoltarea vieţuitoarelor.

Substanţele organice, sub formă de soluţii, coloizi (acizi graşi, alcooli, aminoacizi, hidrocarburi şi proteine), suspensii (fito-şi zooplancton viu, mort sau parţial distrus, bacterii şi resturi de vegetaţie şi faună superioară), conduc, împreună cu celelalte, la crearea unui mediu fizico-chimic complex în apa lacului, care poate să-i confere şi un anumit potenţial trofic, după care lacurile s-au împărţit în oligotrofe (sărace în substanţe organice şi săruri), eutrofe (bogate în săruri), mezotrofe şi alte faze intermediare.

1.6.3. TIPURILE HIDROCHIMICE

Predominarea în compoziţia chimică a apei a uneia sau alteia din sărurile minerale menţionate, determină *clasa* (*tipul*) *hidrochimic*, care la rândul ei relfectă o anumită fază în evoluţia mediului chimic al apei respective. În mod curent, se separă trei clase hidrochimice principale: *bicarbonatată* sau *carbonatată* (după predominarea anionului HCO_3^- sau CO_3^{2-}), *sulfatată* (după ionul SO_4^{2-}) şi *clorurată* (după anionul Cl^-), iar după cationi, mai multe grupe, corespunzătoare fiecărui cation (grupa calciului, magneziului, natriului).

Ordinea claselor menţionate mai sus, bicarbonatată, sulfatată şi clorurată, indică şi sensul de evoluţie hidrochimică a apelor naturale. Nu trebuie totuşi să absolutizăm acest proces deoarece în condiţii azonale, se pot forma lacuri ce ar aparţine direct clasei apelor clorurate fără să treacă prin bicarbonatate şi sulfatate, atunci când acestea sunt pe masive de sare (fig. 1.45).

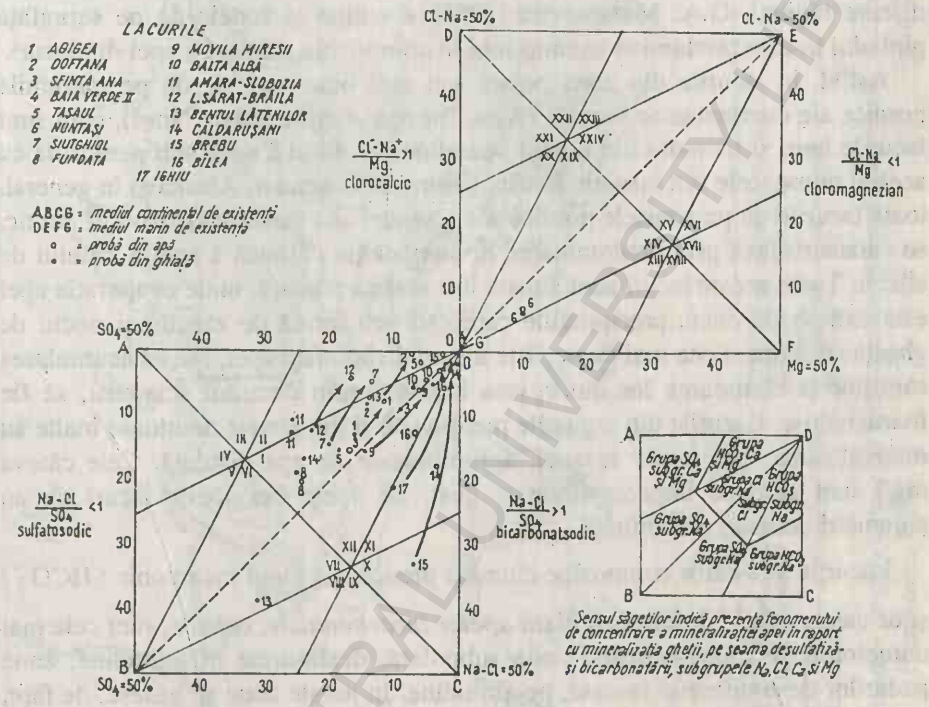


Fig. 1.45. Metamorfozările hidrochimice la unele lacuri din România (după P. Gâştescu şi B. Driga, 1971).

1.6.4. GRADUL DE MINERALIZARE (CONCENTRAŢIA ÎN SĂRURI)

După gradul de mineralizare (însumarea tuturor cantităţilor de săruri minerale dintr-un litru de apă) lacurile se împart în patru tipuri, *lacuri cu apă dulce*, care au o mineralizaţie până la 1 g/l, limita de percepere a gustului sărat, *lacuri cu apă salmastră*, cu o mineralizare de 1-24,7 g/l, ultima limită fiind coincidenţa temperaturii densităţii maxime cu temperatura de îngheţ, *lacuri sărate*, care au de obicei salinitatea marină, adică 24,7-47 g/l (47 g/l fiind salinitatea Mării Roşii) şi *lacuri minerale* sau puternic sărate (suprasărate), care au peste 47 g/l.

Cu totul schematic se poate stabili şi o corelaţie între gradul de mineralizare şi clasa hidrochimică. Astfel, lacurile dulci, în general, fac parte din clasa apelor bicarbonatate şi carbonatate, cele salmastre şi sărate, din clasa sulfatată şi clorurată, iar cele puternic sărate, de obicei din clasa clorurată. Această corelaţie este rezultatul unor legi ale zonalităţii geografice latitudinale şi altitudinale cărora li se supun lacurile. În urma sintetizării unor rezultate acumulate din diferite regiuni, G.A. Maximovici (1955) a schiţat şi zonele de pe suprafaţa globului în care predomină anumiţi ioni în compoziţia chimică a apei din lacuri.

Astfel, în lacurile din zona polară sau mai bine zis cele de pe marginile nordice ale continentelor boreale (Asia, Europa şi America de Nord), cum sunt lacurile Inari şi Imandra din nordul Scandinaviei, lacul Taimîr din peninsula cu acelaşi nume, cele din insulele Baffin, peninsula Labrador, Alaska şi în general, toate lacurile de pe coastele nordice ale Canadei sau insulele Oceanului Arctic, se caracterizează prin predominarea în compoziţia chimică a apei a ionului de siliciu. Toate aceste lacuri sunt situate într-o zonă nordică, unde evaporaţia apei este extrem de mică, precipitaţiile care cad sub formă de zăpadă şi podul de gheaţă ce acoperă cea mai mare parte a anului suprafaţa apei, fac ca acumularea sărurilor şi eliminarea lor din cuveta lacustră, prin circuitul scurgerii, să fie foarte reduse. Lacurile din regiunile menţionate şi din zonele muntoase înalte au mineralizarea apei foarte scăzută, apropiindu-se de apa distilată. Cele câteva mg/l sunt aproape imperceptibile la gust, iar apele din aceste lacuri nu au parametri necesari potabilităţii.

Lacurile în a căror compoziţie chimică predomină ionul bicarbonic (HCO_3^-) şi de calciu (Ca^{++}), formând *clasa apelor bicarbonatate, calcice*, sunt cele mai numeroase pe glob, ocupând zona subpolară, desfăşurate în latitudine, zona pădurilor de conifere şi foioase, pe altitudine. În aceste zone se găsesc, de fapt, regiuni lacustre tipice de pe glob, cu predominarea evidentă a lacurilor instalate în depresiuni glaciare generate de gheţarii de calotă, cum sunt cele din Carelia, Federaţia Rusă, Finlanda, Suedia, Câmpia Poloneză (lacurile Mazuriene), Câmpia Germană (Germania), Insulele Britanice, Canada şi Alaska de sud. Lacurile Ladoga, Onega, Vänern, Vättern, Marile Lacuri (Superior, Erie, Michigan, Huron şi Ontario), Urşilor, Sclavilor, marile lacuri subalpine (Léman, Constanţa, Como, Garda, Maggiore etc.) şi Baikalul, sunt lacuri cu ape bicarbonatate. Mineralizarea apelor este mică, majoritatea dintre ele având între 50-200 mg/l, doar câteva situându-se în afara acestor limite (fig. 1.46).

Aportul însemnat de ape din bazinul de recepţie, dar şi scurgerea din lac, imprimă o vehiculare intensă a apelor, afectând în multe cazuri întreaga masă de apă, ceea ce determină o primenire şi oxigenare a lor.

Sunt tipice în acest sens lacurile Léman şi Boden (Constanţa), în care vin şi din care pleacă râuri importante cu debite mari, cum sunt Ronul şi respectiv Rinul.

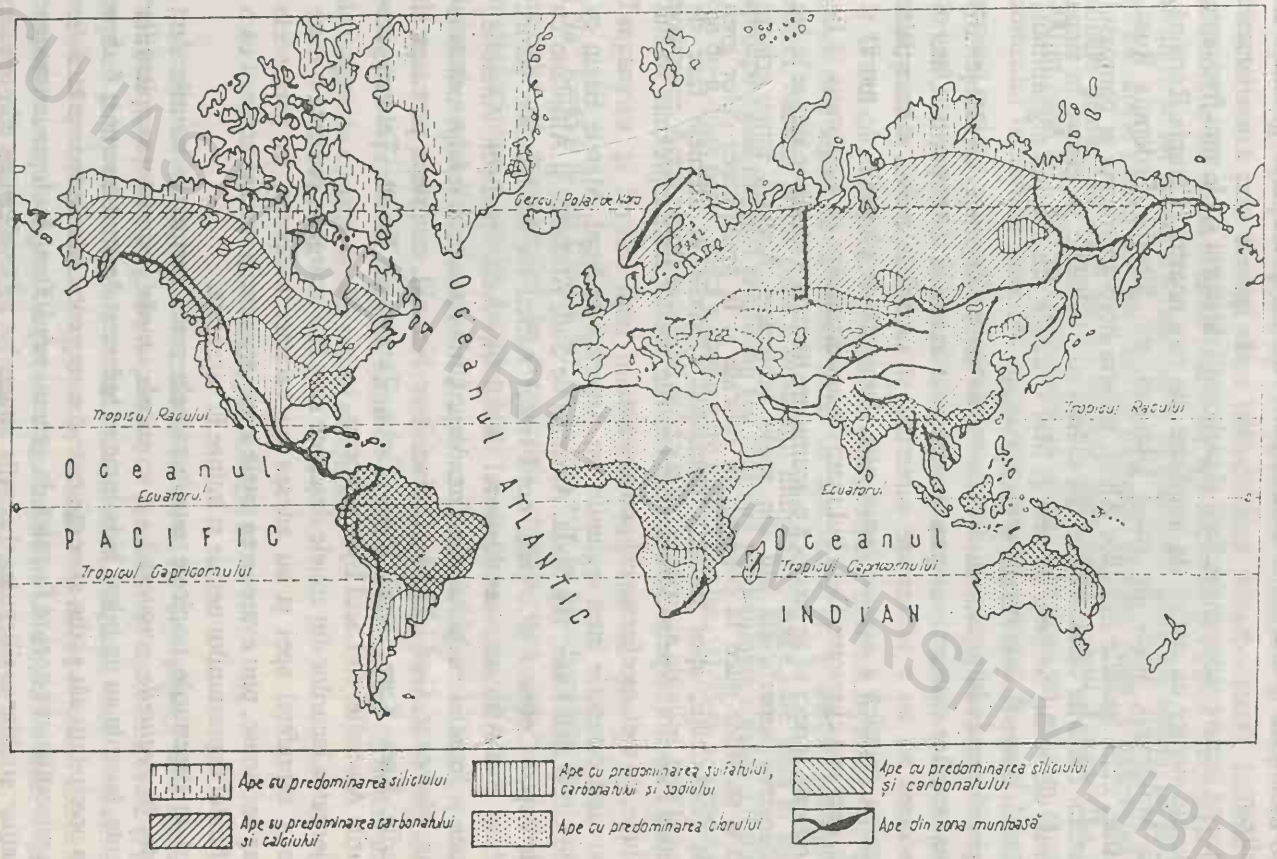


Fig. 1.46. Harta schematică a răspândirii pe glob a tipurilor hidrochimice de lacuri (după G.A. Maximovici, 1953).

BCU IAȘI - CENTRUL UNIVERSITY LIBRARY
B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI GEOLOGIE-GEOGRAFIE

Atunci când sărurile spălate de ape din bazinele hidrografice (carbonaţii de calciu şi natriu, sulfaţii aceloraşi metale) rămân mult timp în cuveta lacurilor datorită condiţiilor aride şi deci mărimea evaporaţiei, acestea se acumulează treptat, are loc un proces de metamorfozare chimică şi creşterea gradului de mineralizare.

În aceste lacuri predomină sulfaţii şi carbonaţii de natriu şi ele sunt frecvente în regiunile stepice cu deficit de umiditate din ţara noastră (Câmpia Română, Cîmpia Moldovei), stepa din sudul Ukrainei, din Siberia (Federaţia Rusă, Kazahstan, către poalele munţilor Altai), preeria nord-americană şi pampasul argentinian. Lacurile caracteristice din clasa celor sulfatate se găsesc în stepa Barabinsk din sudul Siberiei de vest şi Mar Chiquita din câmpia argentiniană Gran Chaco dintre fluviul Parana şi munţii Anzi.

Regiunile cu condiţii climatice deosebit de aride (deşerturi, semideşerturi) imprimă lacurilor existente un caracter temporar în marea lor majoritate, atunci când acestea nu au o alimentare subterană şi superficială mai substanţială. Compoziţia chimică a acestor lacuri este dominată de clorurile de natriu şi potasiu, deci ape clorurate. Deficitul mare de umiditate face ca evaporaţia să fie foarte ridicată şi deci să se producă o acumulare treptată a sărurilor ajunse în lac prin scurgerea superficială sau din apele subterane. Această înmagazinare treptată a sărurilor duce la concentraţii ridicate şi la precipitarea celor greu solubile (carbonaţii, apoi sulfaţii), rămânând clorurile în ultimele faze de existenţă a lacurilor. Apele clorurate din lacurile acestor zone reprezintă stadiul de evoluţie, de metamorfozare cel mai avansat.

În această categorie intră regiunile din America de Nord, Marele Bazin cu Lacurile Great Salt Lake, Big Soda, America de Sud, Atakama şi Altiplano cu lacurile Popo, Coipaso şi Uyuni, nord-vestul Africii cu cunoscutele şoturi, Republica Sud-Africană, semideşertul Kalahari, Asia, podişul Anatoliei, Armeniei şi Iranului cu ghiolurile Tuz, Van, Urmia sau cele semipermanente (Hamun, Nemexar, God-i-Zirreh, Dariacieh-ye Nemek), din stepa precaspică, deşerturile Kara Kum, Kîzîl Kum, Gobi, Ţungariei, Tarîm, Ţaidam sau deşerturile Australiei cu Lacul Eyre şi Torres.

Majoritatea lacurilor din zonele deşertice sunt fără scurgere, prezintă o mare variaţie a suprafeţei apei şi au adesea un caracter temporar. În perioadele îndelung secetoase, prin evaporarea totală a apelor, sărurile rămase acoperă ca o crustă fundul depresiunilor netede şi întinse în suprafaţă.

Dacă în deşerturile tropicale sau în stepele zonei temperate lacurile sunt clorurate, în *regiunile ecuatoriale şi tropicale umede*, datorită precipitaţiilor abundente, lacurile au un bilanţ hidrologic excedentar. Aportul însemnat de ape atât din precipitaţii cât şi din afluenţii care converg către marile bazine lacustre face ca mineralizarea apei să fie mică, în general sub 100 mg/l, cu predominarea carbonaţilor şi chiar a silicaţilor. Lacurile situate pe roci vulcanice conţin prin excelenţă silicaţi în compoziţia lor chimică.

Grupa caracterisitică pentru această categorie hidrochimică este cea a marilor lacuri tectonice africane, Tanganyika, Nyasa, Victoria, Kiwu, Eduard, Rudolf. Dar, spre deosebire de cele din zona temperată şi subpolară care se caracterizează prin aceeaşi clasă hidrochimică (bicarbonatată), lacurile zonei ecuatoriale nu au un schimb intens de ape între ele şi mediul înconjurător care să afecteze tot volumul de apă, datorită adâncimii mari. De obicei, de la 200 m în jos, apele rămân neprimenite, iar oxigenul dispare, ceea ce determină ca în zonele profundale viaţa să fie aproape inexistentă. Lacul Tanganyika, de la 200 m până la 1 435 m (adâncimea maximă) este lipsit de oxigen, rămânând domeniul bacteriilor anaerobe şi al hidrogenului sulfurat. În lacul Nyasa din aceeaşi regiune, cu o adâncime maximă de 706 m, oxigenul ajunge în perioada de vară numai până la 220 m, iar în perioada cu ploi şi agitaţie eoliană ceva mai mult, până la 260 m.

O altă caracteristică, sub aspectul compoziţiei chimice a lacurilor din această zonă, este legată de schimbul redus de ape dintre lac şi mediul înconjurător. Astfel, dacă în prima parte a bilanţului hidrologic, apele care intră în lac sunt aproape egale din ploi şi afluenţi (cu o uşoară predominare a celor din ploi), în cea de-a doua parte, adică a apelor care pleacă din lac, 90-95 % se produce prin evaporare. Acest raport este fidel reflectat în compoziţia chimică care la lacurile Tanganyika şi Nyasa, tipul hidrochimic este dat de Na^+, K^+ şi Mg^+ (Na^+K=45,9 %, iar Ca=8,6 %), deşi clasa este tot bicarbonatată. Predominarea natriului şi magneziului în compoziţia chimică este deja un indiciu de metamorfozare a apelor bicarbonatate şi de acumulare de săruri în cuveta lacustră. Lacul Victoria, tot din grupa marilor lacuri africane în care schimbul de ape este mai mare faţă de celelalte (18,4 % din pierderi se produc prin scurgerea superficială din lac), ionul de calciu reprezintă 30,2 % în dauna celui de magneziu cu 16,4 %, din cadrul cationilor.

1.6.5. LACURILE DULCI

Aceste lacuri, în care concentraţia în săruri nu depăşeşte 1 000 mg/l, sunt cele mai numeroase pe glob, răspândite cu precădere în zona temperată şi polară nordică şi în cea ecuatorială în mai mică măsură. Variaţia mare a volumului de apă în timpul perioadelor secetoase la lacurile mai mici pe seama intensificării evaporaţiei conduce la o creştere a concetraţiei în săruri, iar lacurile respective pot trece în categoria celor salmastre. Limita dintre lacurile dulci şi salmastre, deşi în general este precizată la valoarea de 1 000 mg/l, totuşi, în funcţie de

predominarea anumitor ioni în echilibrul chimic, ea se poate muta mai sus sau mai jos.

Potenţialul trofic al acestor lacuri se axează mai întâi pe substanţele minerale acumulate (HCO_3, SO_3, Cl, Ca, Na, K, Mg) într-o anumită proporţie, din care ionul bicarbonic (HCO_3) şi calcic (Ca) domină de obicei, care caracterizează lacurile dulci, *tipul hidrochimic bicarbonatat*. De fapt, nu substanţele minerale, în sine, constituie baza trofică, ci elementele biogene, în special combinaţiile azotului şi fosforului. Cantitatea mică a acestor substanţe biogene nu permite o bună dezvoltare a faunei şi florei acvatice şi din această cauză unele lacuri pot fi *oligotrofe* (sărace în hrană). Majoritatea lacurilor din zona polară şi subpolară, cât şi cele de la latitudini mai mici sau situate la înălţimi mari (lacurile alpine, cum este lacul Marjelen, Elveţia, cu 12 mg/l), conţin săruri în cantitate mică. Lacul Vanern, cu o mineralizare doar de 16,27 mg/l, unul dintre cele mai mari lacuri ale peninsulei Scandinave, poate fi considerat un lac oligotrof. Puzderia de lacuri care acoperă teritoriile Suediei, Finlandei, Federaţiei Ruse, prin bazinul lor hidrografic mic, sunt tot oligotrofe. De altfel, chiar ceva mai la sud, în câmpiile poloneză (lacurile Mazuriene) şi germană, multe din lacuri sunt oligotrofe, iar altele mezotrofe (cu posibilităţi medii de dezvoltare a faunei şi florei acvatice).

În România, majoritatea lacurilor glaciare (Bucura, Gâlcescu, Bâlea etc.) sunt oligotrofe.

Oligotrofia lacurilor se datoreşte faptului că apele care vin în lac, în general, sunt sărace în săruri minerale (de obicei cele din precipitaţii), iar pierderile din lac se produc mai mult prin scurgere decât prin evaporaţie.

Sunt şi cazuri când lacurile, deşi nu se găsesc în zone alpine înalte, dar sunt situate pe roci vulcanice, în special bazalte, au un potenţial trofic scăzut. Lacurile din Masivul Central Francez, Bouchet (24mg/l), Chauvet (21 mg/l), Issarles (27 mg/l), Montcyneire (34 mg/l), cu un reziduu sec destul de redus, sunt foarte edificatoare în acest sens (L.W. Collet, 1925).

Oligotrofia lacurilor mai este dată şi de stadiul de evoluţie al bazinului lacustru respectiv. Aşa de exemplu, un lac nou format, natural sau artificial, indiferent în care zonă geografică s-ar găsi, va avea o productivitate biologică slabă la început (lacul Izvorul Muntelui, Bicaz sau Vidraru, Argeş, în perioadele imediat după formare). Pe măsură ce condiţiile biochimice se schimbă prin acumularea sărurilor în apă, aduse de apele afluenţilor, potenţialul trofic creşte, lacurile trecând din oligotrofe în mezotrofe şi apoi în eutrofe. (cu productivitate biologică ridicată). Lacurile mari ca Ladoiga, Onega, Baikalul etc., cu mineralizări ce nu depăşesc 100 mg/l, pot fi considerate ca lacuri de trecere spre eutrofe. Lacurile Léman, Constanţa, Annecy (Franţa), în care intră şi ies cantităţi imoprtante de apă pe seama scurgerii superficiale (Léman, 93,4 % aport din bazinul hidrografic faţă de 6,6 % din precipitaţii şi respectiv 84,4 %

scurgerea din lac faţă de 10,4 % condensaţie şi 5,2 % evaporaţie), potenţialul trofic va fi mai mare, incluzându-se în categoria lacurilor eutrofe. La aceste lacuri mineralizaţia este între 150-200 mg/l.

Gradul de mineralizare se schimbă sezonier datorită intensificării evaporaţiei sau, într-o perioadă mai lungă de ani, ca urmare a unui bilanţ hidrologic negativ al lacului. Şi într-un caz şi altul, tipul hidrochimic trece din bicarbonat în sulfatat şi dacă procesul continuă, chiar în clorurat, ca urmare a procesului de metamorfozare. Acest proces poate fi şi reversibil prin schimbarea condiţiilor de bilanţ ale lacului, după cum se poate remarca din schema întocmită de M.G. Valeaşko:

Condiţii de umiditate deficitară ---------->
Tipul carbonatat ===== tipul sulfatat ====== tipul clorurat
<---------- Condiţii de umiditate excedentare.

Procesul intim de metamorfozare depinde şi de gradul de solubilitate al substanţelor minerale, care este foarte diferit.

În urma analizelor chimice minuţioase efectuate pe lacul Sevan din Caucaz (care prezintă semne evidente de ridicare a concentraţiei în săruri, cu posibilitatea de sărăturare datorită creşterii evaporaţiei) s-au putut calcula coeficienţii de concentraţie (mineralizare) a diferitelor substanţe (tab. 1.5).

Tabelul 1.5

Lacul Sevan - date chimice în mg/l (după S.J. Listti)

Ioni	Lac	Afluenţi	Coeficientul concentraţiei
K^+	21,4	2,7	7,9
Na^+	77,3	7,9	9,8
Ca^{++}	33,9	17,0	2,0
Mg^{++}	55,9	6,3	9,0
Cl^-	62,3	4,9	12,7
SO_4^{--}	16,9	4,8	4,5
HCO_3^-	414,7	85,7	4,7
CO_3^{--}	36,0	0	-
Suma ionilor	718,4	129,3	5,5
*p*H	9,2	7,1	

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Din datele de mai sus rezultă că, pentru a se ajunge la o mineralizare a apei a lacului Seven de 718,4 mg/l trebuie să se evapore 5,5 unităţi de volum de apă cu mineralizarea de 129,3 mg/l provenită din afluenţi. De asemenea, se poate preciza (după o scurtă analiză a valorii coeficienţilor de concentraţie) că primul care începe să se depună în procesul de creştere a mineralizaţiei va fi calciul cu valoarea 2 (greu solubil) şi ultimul clorul cu 12,7 (uşor solvabil) ce se menţine chiar în condiţiile de suprasaturare.

Lacul Balhaş, situat în Asia Centrală la poalele Munţilor Tianshan, dar într-o zonă cu caracter deşertic, prezintă una dintre cele mai interesante repartiţii ale mineralizării. În ansamblu, lacul este salmastru, dar prin aportul însemnat de ape din râul Ili, în extremitatea vestică a lacului se produce o îndulcire (1,261 g/l), iar în cea estică mineralizarea rămâne destul de ridicată (5,234 g/l). Ceea ce trebuie să precizăm în cazul lacurilor salmastre este faptul că fauna care se dezvoltă în lac în condiţiile apei dulci, se adaptează şi suportă mărirea concentraţiei chimice. Evident că şi aceste adaptări merg până la o anumită limită prin modificările fiziologice la specii, în cazul când o mineralizare rămâne ridicată o perioadă de timp mai îndelungată.

La toate aceste particularităţi date de compoziţia calitativă şi cantitativă a sărurilor minerale în apă, condiţiile biotice sunt, în anumite cazuri, determinate de regimul gazelor dizolvate, dintre care *oxigenul* şi *hidrogenul sulfurat*, cu acţiuni opuse, sunt cele mai importante. Fără a mai insista în această direcţie, se poate aminti doar faptul că orizonturile de apă bine oxigenate din lacuri, asigură o bună dezvoltare a vieţii (lacurile cu un schimb intens de ape), iar cele cu hidrogen sulfurat (orizonturile de fund ale lacurilor Tanganyika, Nyasa etc.) sunt improprii dezvoltării vieţii, fiind doar domeniul bacteriilor anaerobe. În această privinţă trebuie să facem o precizare şi anume că, acolo unde există oxigen dizolvat, hidrogenul sulfurat este foarte redus şi invers (exemplul dat de Yoshimura, 1932, cu lacurile Hirugaka şi Suigetuko din Japonia (tab. 1.6).

Tabelul 1.6

Variaţia pe verticală a temperaturii, oxigenului şi hidrogenului sulfurat în două lacuri japoneze la 11 - 14. XI. 1927 (Yoshimura, 1932)

Adânc.	Lacul Hirugako			Adânc.	Lacul Suigetuko		
	Temp. °C	O_2 mg/l	H_2S mg/l		Temp. °C	O_2 mg/l	H_2S mg/l
0	17,5	7,30	0,00	0	13,2	9,34	0,00
5	17,5	7,75	0,00	5	15,3	9,20	0,00
10	18,0	6,75	0,00	10	16,7	1,67	0,00
15	18,2	5,90	0,00	13	15,7	1,56	0,00
20	16,7	3,88	0,00	14	15,3	0,00	0,37
25	13,7	1,23	0,00	15	14,7	0,00	1,60

Tabelul 1.6 (continuare)

0	13,4	0,00	0,49	20	12,3	0,00	23,89
32,5	13,3	0,00	2,39	25	12,6	0,00	47,52
35	13,0	0,00	5,40	30	12,9	0,00	54,50
				32	12,7	0,00	53,80

Nu mai puţin cunoscut este şi lacul Girotte din Franţa, care la fund (99,4 m) conţine 15,5 mg/l şi Ritom din Elveţia, 23,2 mg/l hidrogen sulfurat la 45 m (după Delebecque, 1898 şi Collet, 1925). În lacurile sărate sau minerale, după cum vom vedea mai departe, hidrogenul sulfurat atinge valori mult mai ridicate (Big Soda Lake şi Hemmelsdorfer).

1.6.6. LACURILE SĂRATE ŞI PUTERNIC SĂRATE

Lacurile din această categorie se întâlnesc, normal, în regiunile deşertice şi stepice cu umiditate deficitară, unde concentrarea (acumularea sărurilor) se efectuează prin procesul de evaporaţie. După cum se ştie, prin evaporare, în stare de vapori trece numai apa pură (sau aproape pură), iar sărurile minerale dizolvate rămân în apa lacului producând o creştere treptată a concentraţiei şi o depunere diferenţiată sub formă de precipitat pe fundul cuvetei lacustre. În condiţiile în care, la un moment dat, mineralizarea era de 10 g/l, prin evaporarea unei cantităţi importante de apă, să zicem jumătate din volumul iniţial, concentraţia în săruri se dublează.

Sărurile conţinute de lacurile sărate provin, în cea mai mare parte, din bazinul hidrografic prin antrenarea lor de către apele de şiroire sau, în unele cazuri, din apele subterane, care ajung în lac prin intermediul izvoarelor sublacustre şi de mal. Se poate spune deci, că în cele mai multe lacuri sărate provenienţa sărurilor este continentală.

În afară de lacurile sărate, formate datorită condiţiilor climatice zonale, se cunosc numeroase exemple de lacuri puternic sărate care sunt situate în zonele salifere, direct pe masivele de sare sau primind izvoare sărate. Depresiunea acestor lacuri este formată pe cale naturală, în urma proceselor de dizolvare, dar şi prin prăbuşirea tavanului vechilor mine părăsite. Se cunosc numeroase astfel de exemple în ţara noastră, formate în asemenea condiţii, cum sunt lacul Ursu şi altele mai mici de la Sovata, la Ocna Sibiului, Ocna Mureşului, Slănic-Prahova, Telega, Câmpina etc.

Toate aceste lacuri, situate direct pe masivele de sare sau fiind în legătură cu acestea, au o salinitate care depăşeşte potenţialul climatic al zonei respective şi se pot considera *lacuri azonale.*

Se mai întâlneşte şi o altă categorie de lacuri sărate, de obicei situate în apropierea ţărmurilor marine, izolate sau păstrând legătura cu marea în timpul fluxului şi ale căror ape sărate sunt de origine marină. Profilul chimic şi termic pe verticală al acestor lacuri (care la rândul lui îl determină şi pe cel biologic), prezintă unele particularităţi cu totul curioase.

Ape sărate, iniţial de origine marină, se pot întâlni în lacuri situate în mijlocul continentului, care nu sunt altceva decât resturi ale mărilor care acopereau altădată (în timpuri geologice) regiunile respective. Includem în această categorie apele sărate ale celui mai întins lac din lume, Caspica, apoi apele Aralului şi ale Marelui Lac Sărat (America de Nord), Marea Moartă, toate acestea fiind considerate relicve ale unor asemenea mări.

Deci, sub aspectul răspândirii geografice, lacurile sărate rezultate din concentrarea treptată a sărurilor (ca urmare a evaporaţiei apei) se întâlnesc în zonele tropicale uscate sau temperat uscate din Africa (cele din jurul Saharei, din Kalahari), partea sudică din Asia (îndeosebi cele din zona deşerturilor şi semideşerturilor, podişurile Anatoliei, Armeniei, Iranului, Tibetului, Gobi, din zona înconjurătoare Mării Caspice şi în sudul Siberiei de Vest), din America de Nord (în regiune Marelui Bazin), din America de Sud (în podişul deşertului Atakama şi în Patagonia), din Australia (în toată zona deşerturilor începând din vestul munţilor Alpii Australieni).

În ceea ce priveşte lacurile situate pe masivele de sare (fie ele naturale sau artificiale) şi cele din vechile golfuri sau întinderi mici marine, separate de mare (lagune şi limane marine) sunt răspândite inegal, în funcţie de configuraţia ţărmului şi evoluţia paleogeografică a regiunii sau acolo unde se găsesc masive de sare.

În compoziţia chimică a lacurilor sărate, pe lângă substanţele principale care intră şi în compoziţia lacurilor dulci şi salmastre, se mai găsesc şi altele dar în cantităţi neînsemnate, bromul, iodul etc. Ceea ce face ca aceste lacuri să prezinte trăsături cu totul aparte, este cantitatea mare a anumitor substanţe, cum ar fi Cl, SO_4, Na, K, Mg şi regimul gazelor dizolvate. Oxigenul şi reacţia activă a apei (*p*H) dată de concentraţia ionilor de hidrogen, care descreşte odată cu creşterea salinităţii şi a hidrogenului sulfurat. Acesta din urmă creează şi un mediu nociv în dezvoltarea vieţii.

Datorită cantităţilor mari ale ionilor menţionaţi mai sus, în lacurile sărate se găsesc unele săruri proprii acestora şi altele care se pun în evidenţă mult mai pregnant decât în cele dulci şi salmastre. Printre acestea amintim halitul (clorura de sodiu, NaCl), hidrohalitul ($NaCl\ 2H_2O$), bisofitul (clorura de magneziu, $MgCl_2\ 6H_2O$), mirabilitul (sulfat de natriu, $NaHSO_4\ 10\ H_2O$), epsonitul (sulfat de magneziu, $Mg\ 7H_2O$), gipsul (sulfat de calciu, $CaSO_4\ 2H_2O$), nacolitul (bicarbonat de natriu, $NaHCO_3$) etc. Gradul de solubilitate (în g/l) al acestor săruri este diferit şi anume bisofit, 536 g/l, halit, 357 g/l, epsonit, 305g/l, gips, 1,93 g/l, mirabilitul, 88,7 g/l, ceea ce determină o mare complexitate în

procesul de metamorfozare şi de precipitare a acestor săruri în apa lacurilor sărate. Totodată, gradul de solubilitate menţionat mai sus, corespunde unei temperaturi de +10°C a apei sărate din lacul respectiv. Dar, după cum am mai văzut, amplitudinea de variaţie a temperaturii atinge 80°-90°C (de la - 20°C la +60° - +70°C), ceea ce complică extrem de mult momentul când sărurile menţionate mai sus precipită sau trec din nou în soluţie.

Printre regiunile menţionate anterior în care se găsesc frecvent lacuri sărate, se numără şi regiunile Marelui Lac Sărat şi Marelui Bazin din America de Nord (cuprins între 38°-42° latitudine nordică, delimitate de şirul muntos al Stâncoşilor în est şi de Sierra Nevada şi Munţii Cascadelor de vest). Cel mai proeminent lac din această regiune cu caracter deşertic este Marele Lac Sărat, cu 2 890 km^2 suprafaţă şi 16 m adâncime, un rest al unui lac mult mai întins din Pleistocen, numit Bonneville, care avea 51 300 km^2 suprafaţă şi 320 m adâncime maximă. Salinitatea ridicată, de 265,5 g/l (după Eardley, 1938), cu predominarea clorului (91,8 %) dintre anioni şi Na + K (87,0 %) din cationi, situează Marele Lac Sărat printre primele lacuri din lume cu o asemenea concentraţie în săruri, provenită prin evaporaţie. Marea Moartă, cu 322,1 g/l (D. Neev, 1967), considerată cea mai sărată (exceptând lacurile situate pe masivele de sare), este depăşită de cea a lacului Tuz din Podişul Anatoliei (329 g/l). Trebuie să menţionăm că valorile date în diferite lucrări, cum sunt cele ale lui A.V. Şnitnikov (Fizico gheograficeskii atlas mira, 1964), Hutchinson (A Treatise on Limnology, 1957), diferă foarte mult.

O altă regiune endoreică situată mai la vest, dar mult mai mare decât cea a Marelui Lac Sărat şi cu lacuri mult mai numeroase, este cea a Marelui Bazin, rest al unui lac din Pleistocen, Lahontan, mai mic decât Bonnville, de 21 860 km^2 suprafaţă şi 270 m adâncime maximă. Dintre numeroasele lacuri care ocupă zonele cele mai joase din acest vast bazin, fiind în strânsă legătură cu complexul de falii tectonice, citâm câteva care au ape sărate, Owens, Walker, Mono, Big Soda, Humbold, Albert, Pyramid şi Winnemucca. Analizele chimice efectuate de Clarke în 1924 atât pe râurile afluente, cât şi pe lacuri au pus în evidenţă diferenţieri mari sub raport cantitativ şi calitativ. Aşa de exemplu, apa râurilor era carbonatată cu concentraţie până la 2-3 g/l, iar a lacurilor, clorurată sau sulfatată, cu o mineralizaţie mult mai ridicată.

În estul şi nordul Caspicii se găsesc câteva lacuri sărate, care au făcut obiectul de studiu al multor cercetări încă din secolul trecut, cum sunt laguna Kara-Bugaz-Ghiol, legată de Marea Caspică printr-un canal, lacul Elton, Baskunciak etc. Deşi gradul de mineralizare nu este ridicat la lacul Elton (între 23,56 şi 31,42 g/l în perioada 1932-1937), aici s-a remarcat, din analiza valorilor lunare ale principalelor săruri, variaţia inversă a $MgCl_2$ faţă de cea a

NaCl. Astfel, conţinutul cel mai ridicat de $MgCl_2$ se înregistrează în septembrie (21,80 %), iar cel mai scăzut în aprilie (5,96 %) faţă de cel al NaCl, care are valoarea maximă în aprilie (16,90 %) şi minimă în septembrie (5,50 %). Această neconcordanţă în variaţia sărurilor se datoreşte depunerii masive de NaCl în timpul verii, ca urmare a evaporaţiei, deoarece gradul ei de solubilitate este mai mic (357 g/l) decât al $MgCl_2$ (536 g/l). Primăvara, odată cu creşterea volumului de apă în lac, precipitatul de NaCl de pe fundul lacului trece din nou în soluţie.

Variaţia concentraţiei chimice a lagunei Kara-Bugaz-Ghiol (de la 164 g/l) începând din 1897 până la 282 g/l în 1938), se datoreşte scăderii nivelului Mării Caspice din care primeşte apă mai puţin sărată (12,73 g/l) începând din 1897 până în 1938, adică cu 155 cm în 41 ani. Se ştie că Marea Caspică are nivelul său mediu la -28 m, iar cel al lagunei se află la -31 m în raport cu nivelul Oceanului Planetar. Această relaţie hidrografică a dus la ridicarea salinităţii în Kara-Bugaz-Ghiol şi a depunerii masive de săruri conţinute (mirabilit, halit şi astrahanit) pe fundul lui (B. D. Zaikov).

A.I. Dzens-Litovski semnalează cazuri interesante de schimbare a salinităţii apei lacurilor în funcţie de condiţiile climatice în stepele Barabinsk şi Kulanda din sudul Siberiei de Vest. Astfel, în perioada secetoasă a anilor 1930-1945, în aceste lacuri sărate, datorită intensificării evaporaţiei spre toamnă, o parte din săruri au precipitat pe fundul lacului (haloiditul). În primăvara următoare, datorită aportului de apă mai redus ca urmare a accentuării secetei, aceste săruri n-au mai revenit ca de obicei în soluţie, ci procesul de depunere s-a continuat până la secarea completă a lacului. Sărurile depuse pe fundul acestor depresiuni s-au conservat şi odată cu schimbarea condiţiilor climatice (după 1946, prin mărirea cantităţii de precipitaţii), când s-a adunat din nou apă în depresiunile lacustre, acestea s-au dizolvat, reluându-se un alt ciclu.

Lacurile situate pe masivele de sare prezintă valorile cele mai ridicate ale salinităţii, depăşind uneori 300 g/l. Aceste lacuri sărate, a căror apă vine în contact direct cu masivul de sare, au suprafeţe foarte mici, dar adâncimi mari, deoarece multe din ele ocupă vechi mine de sare prăbuşite sau exploatări de suprafaţă sub formă de clopot.

Un exemplu din acest tip este lacul Razval din podişul Ileţk, stepa Kazahstanului şi cele din ţara noastră. Ele au fost citate şi mai înainte în legătură cu geneza depresiunilor şi a regimului termic.

În lacul Razval salinitate este destul de omogenă pe adâncimea de 20 m (260,46 g/l la suprafaţă şi 257,79 g/l la fund), spre deosebire de distribuţia salinităţii lacurilor sărate din ţara noastră. Scăderea se face pe seama ionilor de Na^+ şi Cl^-, prin precipitarea lor pe fundul lacului sub forma bihidratului clorurii de sodiu ($NaCl\ 2H_2O$), ca urmare a temperaturii negative tot timpul anului (între 0°C şi -9°C) sub adâncimea de 3 m (tab. 1.7).

Tabelul 1.7

Compoziţia chimică a lacului Razval (g/l)
(august 1936 - după A.I. Dzens-Litovski)

Adâncime / Elemente	1	5	10	15	20,5
K^+	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Na^+	100,40	99,60	99,50	99,40	
Mg^{++}	0,075	0,07	0,07	0,07	0,07
Ca^{++}	1,46	1,44	1,44	1,44	1,44
Cl^-	155,50	154,20	154,20	151,20	153,90
Br^-	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
SO_4^-	2,89	2,89	2,85	2,84	2,84
HCO_3^-	0,03	0,003	0,03	0,03	0,03
Suma	260,49	259,37	258,37	258,12	257,82

Lacurile din aceeaşi categorie, din ţara noastră, au adâncimi mici, cel mai adânc fiind lacul Avram Iancu de la Ocna Sibiului cu 132,5 m, dar cu suprafeţe sub 1 ha (cel mai întins, lacul Doftana cu 9 500 m^2), exceptând lacul Ursu-Sovata cu 3,8 ha, care este format pe cale naturală. Din analizele chimice efectuate până acum la foarte multe lacuri din această categorie, de la noi din ţară, se constată aceeaşi distribuţie pe verticală a salinităţii. De obicei, la suprafaţă, datorită aportului de apă dulce din pâraiele care confluează în lac, salinitatea este mai redusă de 50-70 g/l, creşte cu adâncimea şi ajunge până la 250-270 g/l la fund (lacul Ursu-Sovata). Pătura de apă mai diluată de la suprafaţă, care atinge 2-3 m grosime, se comportă ca un ecran protector faţă de restul lacului, conservând salinitatea ridicată din adâncime, deoarece, în cazul existenţei unei scurgeri superficiale din lac, este vehiculat numai stratul de apă de la suprafaţă.

Procesul de diluare a apei din stratul superficial merge aproape până la îndulcirea lui, permiţând dezvoltarea unei faune piscicole de apă dulce. Lacul Doftana, din apropiere de Câmpina, este cel mai interesant lac sărat din ţară din acest punct de vedere. Lacul, format în 1931-1932 prin prăbuşirea unei mine de sare părăsită, la început a fost complet sărat, dar cu timpul, datorită aportului apelor superficiale, s-a format la suprafaţă o pătură de apă. Începând cu anii 1960-1965, în acest lac s-a produs o populare cu peşti. Prin analizele chimice efectuate în câteva anotimpuri, s-a constatat că apa la suprafaţă are 3-4 g/l săruri pe o grosime de 2 m, de la care salinitatea creşte la 11 g/l la 5 m, iar la fund (25 m) ajunge la 204 g/l. Oxigenul dizolvat în apă este normal la suprafaţă, dispărând total sub 5 m adâncime. Iată deci, un caz extrem de interesant de

mediu salmastricol la suprafaţă, cu o faună piscicolă avecvată care nu se aventurează sub 3 m adâncime, în timp ce la fundul lacului (25 m) suntem în prezenţa unui mediu salin suprasaturat (P. Gâştescu, B. Driga, 1969).

În Antarctica, continentul veşnic îngheţat, în câteva oaze, cum este oaza Bunger, se găsesc mai multe lacuri presupuse a fi resturi de mare. Datorită salinităţii ridicate, vara ele sunt dezgheţate, cu toate că temperatura aerului este tot timpul negativă (temperatura apei variază între $+1^{\circ}$ şi $+14^{\circ}C$). În colinele Vestfold (78° long. E) se găseşte un lac cu o salinitate extrem de ridicată (274g/l) în care predomină ionii de Cl^{-} şi Na^{+}, după care urmează Mg^{2+} şi SO_4^{2-}. Desigur că această salinitate pentru Antarctica este cu totul anormală, dar ea se poate explica prin evaporaţia apei provocată de vânt în timpul verii, când lacul nu este acoperit de gheaţă, ceea ce duce la reducerea volumului şi la concentrarea sărurilor. Aceeaşi curiozitate se pune în evidenţă şi la renumitul lac Vanda, descris la regimul termic, care are o salinitate de 117 g/l la adâncimea de 70 m şi o densitate de 1,2. Enigma este cu atât mai mare, cu cât lacul este îngheţat tot timpul anului, de unde rezultă imposibilitatea transportului de săruri pe cale superficială şi a producerii evaporaţiei care să mărească concentraţia. Singura cale rămâne existenţa unor izvoare în cuveta lacului.

Lacul Moghilnîi, de pe insula Kildine din apropierea peninsulei Kola, prezintă o distribuţie a salinităţii foarte interesantă şi o faună care constituie un adevărat muzeu în miniatură. Lacul este un rest de mare, un golf închis, barat de un cordon maritim lat de 60 m, peste care în timpul fluxului apele mării mai pătrund în lac. Totuşi, aportul apelor dulci de pe continent, a creat o pătură de apă dulce la suprafaţă, care conservă o anumită stratificare a salinităţii, la suprafaţă (5 - 6 m) o apă dulce, uşor salmastră (3,50 g/l), după care salinitatea creşte treptat, atingând 32,10 g/l la fund, unde se găseşte şi o cantitate însemnată de hidrogen sulfurat (fig. 1.47).

Fauna este etajată respectând orizonturile cu apă. La suprafaţă trăiesc peşti de apă dulce, în orizontul cu apă puţin sărată, meduze, crustacei, iar în cel de al treilea, sărat, specii marine ca batogul, steaua de mare (care sunt de fapt prizoniere, neputând urca la suprafaţă prin apele dulci), iar la fund, din cauza hidrogenului sulfurat, se găsesc numai bacteriile. Speciile marine, prinse ca într-o capcană între apele dulci şi cele nocive la fund, trăiesc reproducându-se, dar modificându-şi fiziologia şi morfometria de la o generaţie la alta.

În urma cercetărilor efectuate s-a constatat că actiniile din lac au 1,5-2 cm lungime faţă de cele din Marea Barents care au 25-30 cm, iar morunul din lac e mult mai mic decât cel din mare.

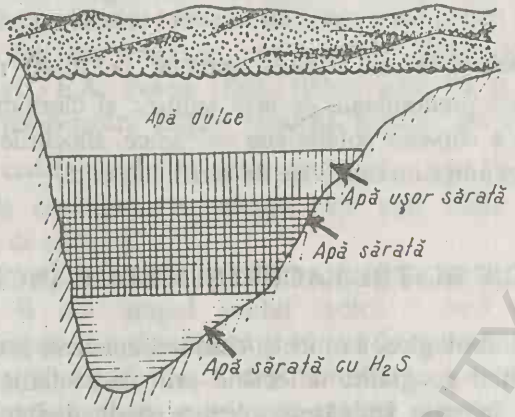


Fig. 1.47. Stratificaţia hidrochimică în lacul Moghilnîi.

Lacul Ogak din insula Baffin repetă în mare aceeaşi situaţie. Lacul este legat de mare printr-un canal prin care primeşte apă în timpul fluxului, totuşi la suprafaţă are apă dulce pe un strat de 4-5 m, sub care se găseşte apa sărată în care trăieşte codul, de unde îi vine şi numele (*ogak* înseamnă cod, batog în limba eschimo). Lacul, care reprezintă un rest de mare, se presupune că ar fi fost izolat după ultima glaciaţiune cuaternară, când regiunea s-a ridicat ca urmare a topirii calotei glaciare.

Pe ţărmul Mării Baltice, în golful Lubeck şi în apropierea localităţii cu acelaşi nume din Germania, se găseşte laguna Hemmelsdorfer, care ocupă o criptodepresiune adâncă, ajungând într-o mică porţiune la 45 m. Marea inundă la intervale destul de neregulate acest lac, ultima dată fiind în 1872. Între aceste intervale, lacul are apă dulce la suprafaţă şi sărată la fund, unde se găseşte şi una dintre cele mai mari concentraţii ale hidrogenului sulfurat înregistrat în lacuri (la 32 m H_2S -304 mg/l). În lacul Big Soda din Nevada (S.U.A.), Hutchinson a înregistrat cea mai mare valoare a hidrogenului sulfurat dizolvat la fund (786 mg/l).

Se întâlnesc, de asemenea, câteva lacuri care prin compoziţia chimică a apei nu pot fi încadrate în nici una din grupele prezentate în acest capitol (dulci, salmastre sau sărate), deoarece conţin acizi puternici care exclud orice tentativă de dezvoltare a vieţii. Acestea sunt lacurile vulcanice Katanuma din Japonia şi Kawah-Idjen din Djawa (Indonezia).

Lacul Katanuma, situat într-un mic crater vulcanic, conţine 474 mg/l SO_4, care prin asociere cu hidrogenul formează acidul sulfuric (procesele de oxigenare a sulfului de origine vulcanică). În noiembrie 1932, Yoshimura a

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

măsurat în acest lac un *p*H de numai 1,9, iar oxigenul nu avea mai mult de 61,5% saturaţie.

În lacul Kawah-Idjen din Djawa apreciat la 30-40 milioane m^3 apă, compoziţia chimică predominată de acid sulfuric şi clorhidric, este rezultatul pătrunderii în lac a surselor sofatariene vulcanice. Blocurile de pietre care se prăvălesc în apa lacului sunt dizolvate de acizii puternici.

1.7. RELAŢIILE DINTRE LACURI ŞI MEDIUL ÎNCONJURĂTOR

Din aspectele hidrologice, termice şi chimice, analizate rezultă că lacurile se integrează în mediul geografic, reflectând prin particularităţile lor trăsăturile zonei geografice în care se găsesc. Aceste particularităţi ale lacurilor se identifică din ce în ce mai mult cu cele ale mediului geografic, pe măsura descreşterii suprafeţei şi volumului de apă. Există însă şi reversul şi anume, acela al influenţei lor asupra zonelor înconjurătoare. Aceste influenţe sunt, de astă dată, din ce în ce mai pregnante pe măsură ce lacul, prin cele două elemente morfometrice, (suprafaţa şi volumul) creşte.

Influenţa reciprocă dintre lacuri şi mediul înconjurător, în funcţie de zona geografică, se manifestă sub aspect climatic, al potenţialului trofic şi economic, în desfăşurarea proceselor modelatoare (eroziune), în dezvoltarea vieţii din lacuri, acumularea unor substanţe utile, în folosirea apei în scopuri industriale, agricole, alimentarea populaţiei, în transporturi, în viaţa culturală etc. În foarte multe cazuri, lacurile reprezintă resurse naturale importante sau verigi în desfăşurarea unor procese economice şi sociale.

1.7.1. TOPOCLIMATUL LACUSTRU

Inerţia care caracterizează apa în primirea şi cedarea căldurii acumulate este trăsătura esnţială a mediului acvatic în această direcţie. Spre deosebire de uscat, apa înmagazinează mai încet căldura solară, dar şi o cedează mai greu. Mobilitatea şi deci instabilitatea mai mare a apei faţă de uscat, permite transmiterea (prin mişcarea turbulentă şi mai puţin convectivă) căldurii în orizonturile inferioare ale mediului acvatic, transformându-l într-un rezervor de energie calorică. Capacitatea, pe care o are apa de a lăsa să pătrundă razele solare luminoase şi radiaţia calorică face ca lacul să acumulze în perioada de încălzire de 10-20 de ori mai multă căldură decât zonele înconjurătoare (Eckel, 1957). Se înţelege că acest rol de rezervor caloric va fi proporţional cu suprafaţa receptoare (oglinda apei) şi adâncimea apei, adică volumul lacului. Căldura înmagazinată de apa lacurilor în timpul verii (în deosebi în perioada când temperatura apei este mai mică decât a aerului), este consumată în aceeaşi

perioadă în procesul de evaporaţie sau în perioada rece a anului. Astfel, 36% din rezerva de căldură a lacului Léman este consumată pentru evaporaţie, iar în timpul unei nopţi din luna februarie prin interfaţa apă/aer trece în aer circa 5,24 x 1012 calorii. F.A. Forell (1892-1904) arată că în perioada 19-24 decembrie 1879, temperatura lacului datorită frigului puternic a scăzut cu 0,20°C şi căldura cedată aerului în acele cinci zile a fost de 10 mild. calorii, ceea ce reprezintă cantitatea de căldură care s-ar obţine prin arderea a 1,25 milioane tone de cărbune.

O. Eckel (1957), în urma cercetărilor întreprinse pe lacul Traun-Austria, a constatat că 62 % din timpul anului (adică 7 luni şi jumătate) se caracterizează printr-un flux de căldură şi vapori de apă îndreptat din apă spre aer, 31 % (3 luni şi 20 de zile) lacul, deşi furnizează vapori de apă aerului ca urmare a proceselor de evaporaţie, primeşte căldură şi numai 7 % (25 de zile) recepţionează cele două fluxuri.

Procesul de evaporaţie determină o umiditate mai mare decât în zona înconjurătoare şi ca urmare precipitaţiile deasupra lacurilor vor fi mai frecvente şi mai mari. Datele comparative de la lacul Bret, Elveţia şi postul pluviometric din apropiere, Tour de Gouze, deşi cu 253 m mai sus faţă de lac, scot în evidenţă influenţa apei asupra cantităţii de precipitaţii şi nerespectarea legii zonalităţii verticale în creşterea acestora (P. Mercier şi S. Gay, 1954) (tab. 1.8).

Tabelul 1.8

Precipitaţiile pe două lacuri din Munţii Alpi

	Tour Gouze (927 m)	Lac de Eret (674 m)
1943	1.014,5 mm	1.125,0 mm
1951	1.320,5 mm	1.534,0 mm

Pe lacul Tanganyika, situat în zona ecuatorială, cu o suprafaţă de 34000 km^2 şi un volum de 18940 km^3, F. Bultot (1950) a remarcat în regimul precipitaţiilor fenomenul invers faţă de cel din zona temperată. Astfel, în timp ce la Pala, localitate situată pe malul lacului, plouă 44 de zile, înregistrându-se 374 mm, în largul lui plouă numai 13 zile, totalizând 208 mm.

Influenţa lacurilor asupra climatului se manifestă foarte pregnant în regimul termic, prin reducerea amplitudinii de variaţie diurnă şi anuală: Baikalul, cu volumul său de apă de 23 000 km^3 oferă cele mai clare situaţii de modificare a temperaturii aerului deasupra lacului şi pe o anumită rază din jur. În lunile de vară, temperatura aerului este mai joasă (6°-7°) şi iarna, mai ridicată, faţă de zonele mai îndepărtate (11°-18°). Această influenţă a lacului Baikal este evi-

dentă în climatul local, dacă amintim că în timp ce temperatura aerului în decembrie este deasupra apei de -10°, la circa 100-200 km pe uscat, ea este de 2° sau 24°. Menţinerea temperaturii apei mai ridicată, faţă de cea a aerului în timpul iernii, face ca apele râului Angara, care pleacă din lac, să nu îngheţe în fiecare an în amunte de Irkutsk, iar la izvor, chiar niciodată. Rezerva imensă de căldură acumulată în lac face ca podul de gheaţă să se formeze de-abia în luna ianuarie, cu toate că temperaturile aerului scad sub 0°, încă de la începutul lunii octombrie.

Marile lacuri din America de Nord produc frecvent încălzirea maselor de aer rece care vin deasupra lacului Superior şi Michigan şi ajung până la 12,5°, dinspre nord-vest. Datorită acestui proces de încălzire, climatul de pe ţărmul estic al lacului Michigan este mult mai blând decât cel de pe ţărmul vestic din Wisconsin (Wills, 1941).

Deşi lacul Tanganyika este situat într-o zonă ecuatorială (cu un climat lipsit de amplitudini mari ale variaţiilor de la noapte la zi sau de la anotimpul uscat la cel umed), rolul masei de apă se resimte totuşi în regimul termic. Carpart (1952) studiind aceste fenomene, în zona lacului Tanganyika, constată că amplitudinea diurnă este de 8°C pe uscat şi numai de 2° sau chiar de 1°, deasupra apei.

Modificări importante se observă şi în distribuţia câmpurilor de presiune de deasupra lacurilor faţă de zonele înconjurătoare. S. Petterssen (1960) a remarcat în regiunea marilor lacuri din America de Nord că iarna, în luna februarie (de ex. anul 1958), se formează o depresiune barică ce conduce la declanşarea unor turbioane ciclonice. Acelaşi lucru se poate spune şi despre lacul Baikal, în spacial în perioada noiembrie-decembrie, până la instalarea podului de gheaţă.

În strânsă legătură cu temperatura şi presiunea, sunt mişcările de aer periodice atât de caracteristice regiunilor de contact dintre apă şi uscat, *brizele*. Se cunoaşte îndeobşte, mecanismul formării brizelor, de aceea aici menţionăm că la lacurile mari (care imprimă diferenţieri în regimul termic), acesteà se resimt destul de mult. Adesea, când lacurile sunt înconjurate şi de zone muntoase, înalte, brizele sunt întărite de existenţa la altitudine a unor centre de presiune ridicată.

Limitele de influenţă a lacurilor asupra climatului constituie una din problemele esenţiale ale *topoclimatologiei*. Evident că precizarea acestor limite trebuie să se facă atât pe orizontală, cât şi pe verticală. Dimensiunile lacului, suprafaţa şi volumul, în funcţie de care este şi cantitatea de căldură înmagazinată, sunt coordonatele de bază în extinderea acestor influenţe în mediul înconjurător. Astfel, între 1-10 km^2, influenţele pe verticală se extind de la câţiva metri până la câteva sute de metri, iar pe orizontală, la 0,1-0,3 km, atenuarea este de 200 %, iar pentru cele între 50-100 km^2, aceste atenuări sunt doar de 20-30 % (fig. 1.48).

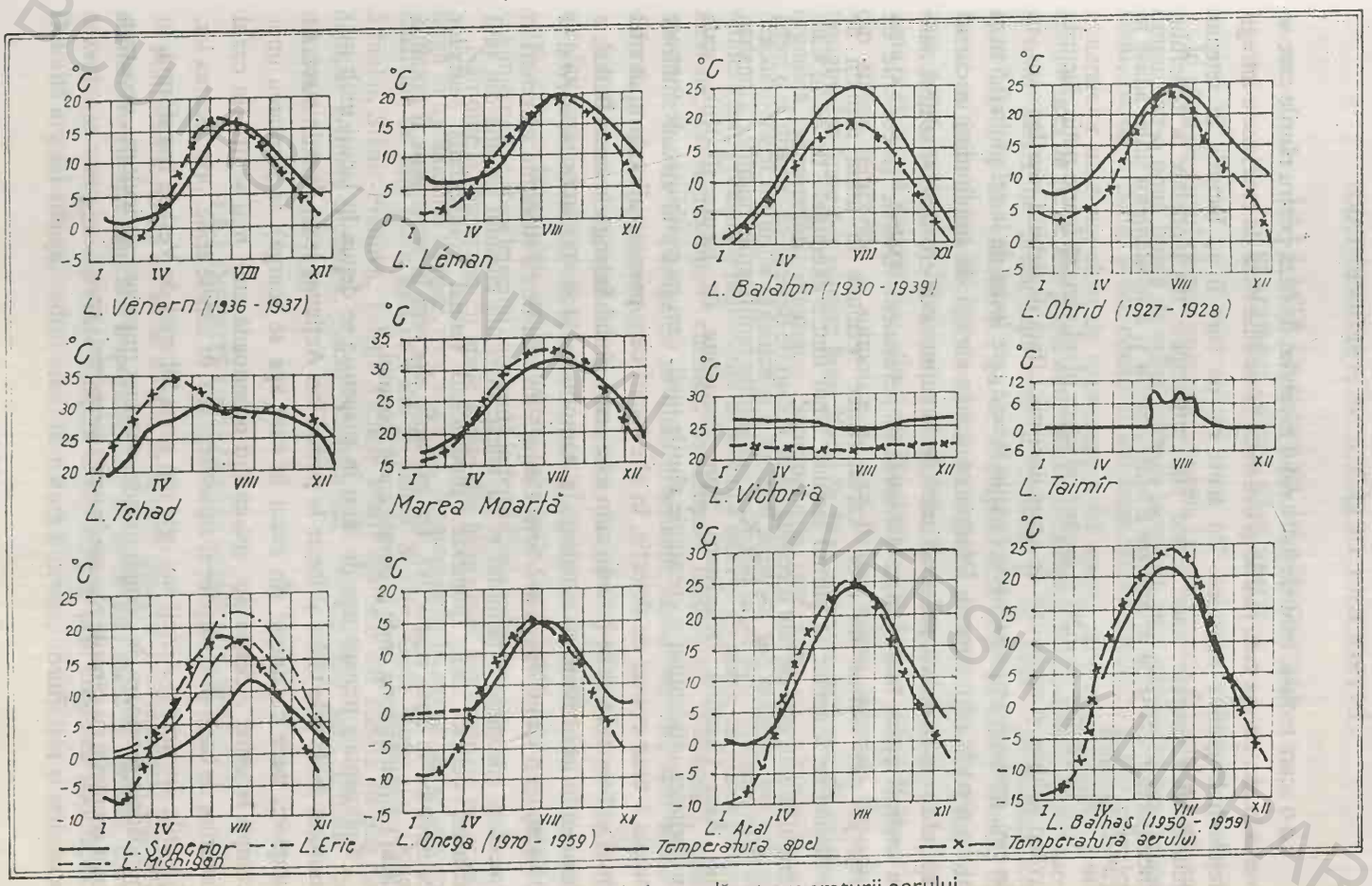


Fig. 1.48. Diagrame cu variaţia anuală a temperaturii aerului şi a temperaturii apei la suprafaţă la diferite lacuri pe glob (după Fizico-geograficeskii Atlas Mira, 1964).

1.7.2. LACUL CA NIVEL DE BAZĂ ÎN PROCESUL DE EROZIUNE ŞI SEDIMENTARE

La o scară redusă, lacurile joacă rolul nivelului de bază pentru râurile care se varsă în ele, tot aşa cum mările şi oceanele constituie baza de eroziune a întregii reţele hidrografice exoreice. De acest rol pe care îl au lacurile în reţeaua hidrografică proprie, sunt legate atât problemele de modelare a reliefului înconjurător, cât şi de acumulare a sedimentelor şi a substanţelor utile, aduse în cuveta lacustră.

Spre deosebire de mări şi oceane, al căror nivel variază foarte puţin, lacurile având volume şi capacităţi de acumulare mici (faţă de debitul râurilor care vin în ele), prezintă amplitudini de variaţie anuală care încep de la cel puţin 0,5 m şi ajung până la câţiva metri. Desigur că aceste variaţii de amplitudini în cursul anului au repercusiuni directe şi imediate în acţiunea de eroziune şi sedimentare în cadrul reţelei hidrografice cu caracter permanent. Deltele şi conurile de dejecţie sunt forme de relief caracteristice rezultate în urma acţiunii de sedimentare a apelor la ţărmul lacului. Unul dintre exemplele tipice în care ţărmul lacului este de fapt o conjugare de conuri de dejecţie ce constituie o trenă la baza muntelui, este lacul Isîk-Kul, situat între ramificaţiile munţilor Tianshan din Asia Centrală (Kîrgîstan). Spre deosebire de lacul Isîk-Kul, unde majoritatea afluienţilor o constituie râurile mici, deci cu posibilităţi de formare numai a unor conuri de dejecţie, în alte lacuri care primesc afluenţi mult mai mari se formează delte întinse, cum este cea a râului Selenga în lacul Baikal, a Rinului în lacul Boden (Constanţa), a Amu Dariei şi Sir Dariei în lacul Aral şi bineînţeles a râului Volga în Marea Caspică. În lacurile cu adâncimi mai mari în imediata apropiere a ţărmului şi cu viteze mari ale cursului de apă din râul afluent, deltele sunt *submerse*, modificând numai configuraţia curbelor batimetrice în zona respectivă. Un exemplu elocvent în acest sens îl prezintă lacul Léman în zona unde primeşte apele Ronului.

Sedimentele transportate de râuri în suspensie se depun în lacuri mult mai uniform decât cele târâte şi lăsate la ţărmul lor. Acţiunea lentă de colmatare, de umplere, duce cu timpul (în cazul în care apa se scurge), la formarea unor câmpii lacustre. Acestea pot apărea într-o perioadă mult mai scurtă (în cazul lacurilor de baraj prin surpare şi alunecare) sau, în zonele aride, prin secarea lor. Şoturile din nordul Africii sau cele din stepa Siberiei de Vest se transformă, în perioadele secetoase, în câmpii netede, dar sunt improprii agriculturii, deoarece sunt acoperite cu sărurile rămase în urma evaporării apei.

1.8. IMPORTANŢA ECONOMICĂ A LACURILOR

1.8.1. LACUL CA DOMENIU DE LITOGENEZĂ ŞI ACUMULARE DE SĂRURI UTILE

În afară de faptul că prin colmatare, cuveta lacustră poate fi transformată, cu timpul într-o nouă formă de relief (câmpii lacustre), prin aluviunile acumulate lacul, pe de o parte, poate constitui un domeniu de depistare a provenienţei mineralelor utile sau chiar de exploatare a lor atunci când concentraţiile sunt economice, iar pe de altă parte, domeniu de litogeneză. Acest aspect de formare a unor săruri de precipitaţie este în funcţie şi de zonele geografice cu caracteristicile lor climatice. Aşa de exemplu, în zonele cu climă uscată, în lacuri se acumulează diferite săruri minerale (halit, mirabilit, bisofit, gips etc.) care pot fi exploatate în scopuri industriale (Kara-Bugaz-Ghiol, lacurile din zona pericaspică Baskumciak, din stepa Barabinsk şi Kulundină etc.). În lacurile din zonele temperate şi subpolare se pot forma marne lacustre, depozite feruginoase (care pot conţine între 20-60 % fier), depozite mâloase de origine organică, sapropeluri, diatomee. Sapropelurile care sunt un rezultat şi al descompunerii resturilor organice şi a sintezei acestora, sub acţiunea bacteriilor reducătoare, prezintă o importanţă economică extrem de mare, ca hrană pentru animale, ca îngrăşăminte chimice, în scopuri medicinale (peloidele), prin distilarea uscată în extragerea de uleiuri, benzină, alcool metilic, acid acetic, diferite produse petroliere etc.

Introducerea sapropelului şi marnelor lacustre în soluri contribuie la alcalinizarea acizilor existenţi, sporind astfel producţia culturilor. De asemenea, sapropelul pe lângă elementele biogene principale (azot, fosfor, calciu), conţine şi numeroase microelemente care ajută la fertilizarea solurilor.

Nămolurile, împreună cu apele sărate din lacuri sunt întrebuinţate pe scară largă în tratamentul balnear, rece sau cald. Numeroasele lacuri sărate situate pe masivele de sare (cum sunt cele din România: Sovata, Ocna Mureşului, Ocna Sibiului, Slănic-Prahova, Telega, Ocnele Mari) sau cele din zonele stepice de câmpie (Amara-Slobozia, Lacul Sărat-Brăila, Techirghiol) sunt folosite în tratarea a numeroase boli.

1.8.2. DIFERITE UTILIZĂRI ALE LACURILOR

Folosirea lacurilor ca surse de apă în diferite direcţii: hidroenergie, irigaţie, alimentare cu apă capătă o importanţă din ce în ce mai mare în prezent, prin dezvoltarea vertiginoasă a necesităţilor economice şi prin creşterea populaţiei. Datorită acestei situaţii, cadrul oferit de natură a devenit insuficient şi reţinerea

apelor din râuri în salbe de lacuri a devenit una din actualele probleme în care se desfăşoară o adevărată competiţie. Lacurile artificiale suplinesc inegalitatea răspândirii lacurilor naturale. Numeroasele lacuri de retenţie din Peninsula Iberică, îndeosebi în Spania, clădite pe vechile vetre ale *huertas*-urilor lăsate de mauri, sunt folosite în agricultură dar şi în hidroenergie, cele din Italia, Norvegia Japonia şi Franţa, mai mult în scopuri hidroenergetice fără să mai socotim cele două state S.U.A. şi Federaţia Rusă, cu giganţi construiţi în preeria americană, stepa rusească şi Siberia de Vest. În ultimul deceniu, două lacuri gigant sunt în curs de finisare, Itaipú, pe râul Iguaçu din America de Sud şi Trei Defilee pe fluviul Iantzî din R.P.Chineză.

Multe lacuri naturale au fost amenajate, de asemenea, şi pentru obţinerea hidroenergiei, cum este lacul Ritom şi multe altele din Elveţia, marile lacuri subalpine din nordul Italiei, Maggiore, Como, Garda, numeroasele lacuri din Suedia şi Norvegia, îndeosebi cele situate de o parte şi de alta a munţilor Scandinaviei sau chiar cele din zona joasă de câmpie a aceloraşi ţări baltice, cum sunt lacurile Inari (încă insuficient folosit), Oulu Jarvi, Saimaa din Finlanda, Vänern şi mai puţin Vättern din Suedia.

Lacurile mici din zonele muntoase înalte, îndeosebi cele de origine glaciară, au constituit încă de la începutul secolului nostru obiectul unor cercetări în scopul utilizării apei lor ca sursă de energie. Studiile asupra duratei şi grosimii podului de gheaţă pe lacurile din Alpi (situate între 1 800-2 500 m) au dus la adunarea unor date extrem de interesante, în vederea stabiliri volumului efectiv utilizabil în diferite perioade ale anului.

În transporturi este folosită apa majorităţii lacurilor mari pe malurile cărora s-au dezvoltat de-a lungul timpului numeroase aşezări. Cel mai mare sistem lacustru din lume Marile Lacuri (Superior, Michigan, Huron, Erie şi Ontario) cu o suprafaţă de aproximativ 245 000 km^2, împreună cu fluviul Sf. Laurenţiu, constituie cel mai mare sistem de navigaţie continentală din lume (lung de circa 3 200 km).

Pe acest complex lacustru, amenajat şi coordonat de Comisia de Control Internaţională a Marilor Lacuri, fondată în 1921, se efectuează transporturi de materii prime, produse industriale, de persoane între marile aşezări urbane ale celor două state riverane (Chicago, Detroit, Toledo, Cleveland, Buffalo, în S.U.A, Toronto şi Montreal, Quebec pe Sf. Laurenţiu în Canada) şi numeroşii turişti care vin aici să vadă, nu cea mai mare, dar cea mai impunătoare cascadă din lume prin debitul ei, Niagara, situată între lacul Erie şi Ontario.

Lacurile din Finlanda şi Suedia, strâns legate între ele în mod natural sau prin intervenţia omului, constituie de fapt un păienjeniş de căi pe apă, folosite în transport de persoane, mărfuri, în recreere şi sport.

Fiordurile norvegiene, deşi nu pot fi considerate importante căi de transport, însă sunt cele mai sigure porturi în care se adăpostesc navele. Continuând

tradiţia vikingilor, norvegienii au făcut din labirintul de fiorduri din ţărmul extrem de dantelat, cele mai bune şi mai familiare căi de transport şi locuri de adăpostire ale ambarcaţiunilor. Pătrunzând ca ramificaţiile arborilor mult în interiorul peninsulei, pe sute de kilometri (Sogne Fjord, Hardanger Fjord, Nord Fjord, Trontheim Fjord) sau mergând paralel cu ţărmul constituit dintr-o puzderie de insule, fiordurile sunt locurile de unde au plecat vikingii spre America de Nord, corabia *Fram* a lui Nansen spre Polul Nord şi tot aceeaşi cu care a plecat Amundsen spre Polul Sud sau unde Thor Heyerdahl a intuit peregrinările incaşilor din Peru spre Polinezia pe plutele din lemn de balsa.

Cele două mari lacuri europene, Ladoga (18 400 km^2) şi Onega (9 600 km^2) ele însele comparabile cu cele două mări între care sunt situate, Mare Baltică şi Marea Albă, au fost conectate cu Marea Caspică prin Volga, Marea de Azov şi Marea Neagră prin intermediul fluviului Volga, Canalului Volga-Don şi fluviul Don. Aici, în partea nord estică a Federaţiei Ruse întâlnim de fapt unul dintre cele mai complexe sisteme de navigaţie axate pe lacuri naturale (Ladoga, Onega, Vîgozero şi Beloe), artificiale (Rîbinsk pe Volga, Kubensk pe râul Suhona, Voje şi Lacia pe râul Onega), pe râuri (Volga, Svir, Neva) şi pe canale artificiale.

Lacurile prin *potenţialul lor trofic* alcătuiesc un mediu propice, sau nu, dezvoltării faunei acvatice şi în deosebi a celei piscicole, care a atras din cele mai vechi timpuri pe om. Este foarte greu să trecem în revistă aici atât diversitatea speciilor care trăiesc în lacuri, cât şi modul cum aceste resurse naturale sunt folosite de om, dar, evident, că locuitorii vechilor aşezări de pe malul lacului Titicaca din America de Sud, a lacurilor Texcoco şi Atitlán din America Centrală, au avut ca îndeletnicire de bază pescuitul.

Dar nu numai în America de Sud sau Centrală lacurile au constituit un obiectiv important în economia locurilor. În Europa Centrală şi Meridională, lacurile din câmpia germano-poloneză, cele din jurul Alpilor sau din peninsulele Italică şi Balcanică au fost folosite încă din antichitate pentru pescuit. Dacă pescuitul profesionist este practicat intensiv doar pe anumite lacuri, cel de amatori capătă o extindere tot mai mare în strânsă legătură cu turismul. Lacurile din zonele muntoase înalte, pe lângă utilizarea lor în hidroenergie, constituiesc importante puncte de atracţie în turism. Pe malul lor se întâlnesc cele mai multe cabane şi complexe turistice cum sunt cele din Alpi, Pirinei, Carpaţi etc.

1.9. LACURILE DIN ROMÂNIA

Pe teritoriul României, cu un relief variat, se găsesc numeroase tipuri de lacuri după originea depresiunii şi în toate unităţile geografice (de la lacurile de pe litoralul Mării Negre şi din Delta Dunării, la cele glaciare din etajul muntos

alpin). La lacurile naturale se asociază cele construite de om cu câteva secole în urmă (iazurile din Câmpia Moldovei, Câmpia Română şi Câmpia Transilvaniei), altele de circa 3-4 decenii (lacurile de acumulare de interes hidroenergetic, alimentare cu apă, piscicol, agrement).

În ceea ce priveşte numărul şi suprafaţa totală a lacurilor, se constată o dinamică a acestor doi parametrii, deoarece multe lacuri de luncă au dispărut prin îndiguire şi desecare, pe de o parte, altele au apărut pe arterele hidrografice, respectiv lacurile de acumulare antropice.

La nivelul anilor '70 s-a estimat cifra de 3 450 de lacuri, din care 1 150 (27%) erau antropice, însumând o suprafaţă de 2 620 Km^2.

Deşi lacurile din România sunt mici ca dimensiuni, la sfârşitul Terţiarului şi în Cuaternar au existat o serie de lacuri mari în suprafaţă şi adânci, astăzi fiind scurse. Mişcările orogenice care au avut ca rezultat ridicarea arcului carpatic prin încreţirea depozitelor acumulate în mările existente, prăbuşirile altor zone marginale şi apariţia unor erupţii vulcanice (care au avut drept consecinţă individualizarea celui mai lung lanţ vulcanic din Europa) au închis între aceste culmi muntoase depresiuni adânci, ocupate de ape. Toate depresiunile din şiragul montan pe care de multe ori localnicii le numesc *ţări* ca: Făgăraş, Bârsei, Ciucului, Gheorghieni, Bilbor, Borsec, Dornelor şi încă altele, reprezintă urmele lacurilor de altădată (Villafranchian), scurse ulterior şi pe care le putem numi tectonice şi de baraj vulcanic. Suprafaţa lor netedă ca un şes, ce se poate vedea şi astăzi, fragmentat numai de reţeaua de râuri, nu constituie altceva decât fundul lacurilor de odinioară.

Pe fundul neted al acestor depresiuni se găsesc şi astăzi zone mlăştinoase, iar în interiorul lor se întâlnesc ochiuri mici de apă. Asemenea mlaştini, cu ochiuri mici de apă, se găsesc în depresiunea Ciucului în apropierea localităţii Ciceu, în cea a Gheoghienilor şi altele.

Revenind la tabloul actual al tipurilor genetice de lacuri, precizăm că la formarea lor au contribuit numeroşi factori, dar dintre toţi amintim, după extensiunea lor, pe cei mai importanţi: *procesele fluviatile, climatul, acţiunea mării asupra ţărmului, varietatea petrografică a rocilor, mişcările verticale ale scoarţei, procesele eoliene, alunecările de teren* şi altele.

Analizând o hartă specială a *tipurilor genetice de lacuri* din România (v. *Atlasul geografic al României* 1971-1979), cele mai multe dintre ele şi am putea spune că şi cele mai mari (excepţie face complexul Razim-Sinoie), sunt cele generate de *reţeaua fluviatilă*. Şi mai mult, aceste lacuri legate de râuri predomină în zona de câmpie datorită luncilor mai largi, debitelor mari şi unde se produc inundaţii frecvente.

În luncile principalelor râuri din zona de câmpie, inclusiv lunca şi Delta Dunării se găseau cele mai multe lacuri din România. Numai în lunca Dunării, pe mai bine de 1 000 km era însoţită de la Drobeta-Turnu-Severin în aval de

peste 800 de lacuri (Fântâna Banului, Maglavit, Bistreţu, Nedeia, Potelu, Suhaia, Greaca, Boianu-Sticleanu, Călăraşi, Şerbanul, Furtuna, Gorgova, Matiţa, Roşu, Puiu, Lumina, Dranov etc., multe dintre ele astăzi sunt desecate.

Şi în luncile altor râuri se găseau asemenea lacuri, cum ar fi în cea a Jiului, Oltului, Argeşului, Ialomiţei, Buzăului, Siretului, Prutului etc.

Dar nu numai numărul lor apreciabil, ci şi varietatea formelor. Astfel, se întâlneau, în lunci, fie lacuri întinse care atingeau câte 20 km lungime, 6 km lăţime, 74 km^2 în suprafaţă, cum au fost Potelu, Greaca, Brateş, fie lacuri înguste şi lungi în formă de potcoavă, belciuge şi alte forme.

Cele mai mari ocupă zonele mai joase din marginea externă a luncii fiind alimentate de apele din inundaţii, iar cele înguste şi lungi reprezintă vechi cursuri sau meandre părăsite ale râurilor. Chiar şi denumirea lor este semnificativă în acest sens: Belciug în Delta Dunării (cel mai adânc din această zonă, 9 m), Japşa Plopilor în Balta Brăilei, Siretul Stătător, la Ruptură în lunca Siretului, Pruteţul în lunca Prutului.

Axate pe văile mai mici afluente ale râurilor, dar la a căror formare au participat în mod activ mişcările de basculă (eustatice), în deosebi cele de ridicare ale nivelului Mării Negre, sunt *limanele fluviatile* şi cele *marine*. Aceste lacuri mărginesc luncile principalelor râurilor din Câmpia Română şi litoralul mării.

În aceste categorii menţionăm lacurile: Mangalia, Teghirghiol, Taşaul pe litoral, Amara, Buzău, Jirlău, Balta Albă pe Buzău, Strachina, Amara, Slobozia, Fundata, Snagov, Căldăruşani pe Ialomiţa, Oltina, Mârleanu, Bugeac, Mostiştea, Gălăţui pe Dunăre, lacuri deosebit de importante sub aspect piscicol, agrement.

Variaţiile nivelului Mării Negre în Cuaternar au influenţat atât litoralul mării, cât şi Câmpia Română. Când nivelul mării se ridica inunda gurile acestor mici râuri, iar când cobora apele se retrăgeau. Numai aşa au fost lărgite aceste văi mici la gurile lor, cum sunt cea a Mangaliei, Tatlageacului, Techirghiolului, Taşaulului, Babadagului, pe litoral, limanele fluviatile din perimetrul Câmpiei Române, menţionate mai sus.

Tot la ţărmul mării, pe lângă limanele marine, care sunt opera atât a reţelei hidrografice, cât şi a mării, se găsesc *lagunele*. Acestea sunt golfuri marine barate de cordoanele litorale şi izolate total sau parţial de acvatariul marin. În acest mod s-a format întregul complex lacustru Razim-Sinoie, lacul Siutghiol, Mlaştina Mangaliei.

Climatul mai rece din Pleistocen, care a generat glaciaţia montană, eveniment geologic foarte important, a dus la formarea reliefului glaciar din care subliniem *circurile şi văile*. În Carpaţii de pe teritoriul României ultimele două faze glaciare (Riss şi Würm) au afectat înălţimile de peste 1 800 m. În circurile şi văile glaciare după topirea gheţarilor s-a adunat apa, formându-se

lacurile glaciare, care în cele câteva masive (Rodnei, Căliman, Făgăraş, Parâng, Retezat etc.) depăşeau numărul de 200, dintre care menţionăm Lala Mare şi Buhăescu în munţii Rodnei, Bâlea, Capra, Podragu în Munţii Făgăraş, Cîlcescu în Munţii Parâng, Bucura, Zănoaga în Munţii Retezat.

Tot în climatul glaciar, dar în zona periglaciară, s-au mai format şi alte lacuri, denumite *nivale*, unde cuveta a luat naştere prin şlefuirea unor pante sau bazinete de către avalanşele de zăpadă sau prin acţiunea de sufoziune a apei rezultată din topirea zăpezii exercitată asupra cuverturii de material, pe care persistă mai mult timp (lacul Vulturilor, Siriu).

Cu toate că în ţara noastră se găseşte cel mai lung lanţ vulcanic din Europa, totuşi menţinerea intactă a *craterelor* capabile să acumuleze apa în ele nu a fost posibilă decât numai în extremitatea sud-estică a acestui lanţ, unde de altfel se găseşte şi *singurul lac de origine vulcanică Sfânta Ana*, lângă Tuşnad (discutabilă această origine).

Pe mozaicul rocilor ce alcătuiesc partea superficială a scoarţei din România sunt prezente *lacurile formate pe roci uşor solubile*, cum ar fi pe calcare (Ighiu în Munţii Apuseni, Zăton în Podişul Mehedinţi), pe sare (Ursu, Sovata şi altele mai mici la Ocna Sibiului, Ocna Dej, Ocna Mureş, Ocna Şugătag, Coştiui etc.) *pe gips* (lacul Învârtita, Nucşoara, Argeş), pe loess (Ianca, Plopu, Movila Miresii, Sărat, Brăila, Câmpia Română). Deşi nu sunt considerate ca lacuri naturale, în relieful salifer menţionat, cele mai multe lacuri sunt cele instalate în minele de sare părăsite. Fenomenul de heliotermie şi salinitate conferă acestora un potenţial balneoterapeutic deosebit.

În zona muntoasă şi de dealuri prin procesele de surpare şi alunecare se formează lacuri de baraj natural (Lacul Roşu, Bicaz, Bălătău, Vrancea), în relieful de alunecare. În această categorie menţionăm lacuri în Câmpia Transilvaniei, în Subcarpaţii Transilvaniei, Lacul Rath (Porumbenii Mari), în Subcarpaţii Buzăului (Manta, Hânsarului), în depresiunea Petroşani (Tăul de la Paroşeni), în podişul Bârladului, al Sucevei etc.

Prin acţiunea eoliană, în relieful dintre dune, s-au format lacuri de mică extensiune atât în lunci, cât şi pe câmpie. Astfel, menţionăm cele dintre dunele din Câmpia Nirului (astăzi asanate), între dunele de nisip de la Reci (Depresiunea Bârsei), între dunele de la Apele Vii, Câmpia Romanaţi, în lunca Dunării, la Calafat - Ciuperceni şi Vânju Mare.

Omul, este acela care încă de mult, de când s-a aşezat în câmpii şi podişuri, a căutat să-şi făurească singur lacuri, dacă natura a fost vitregă cu el. Aşa au început să apară iazurile în Câmpia Moldovei, adevărata patrie a iazurilor din România, în Câmpia Transilvaniei, Câmpia Română, şi *eleşteele* pentru creşterea peştelui din Câmpia Tisei, Câmpia Română, Podişul Moldovei etc.

Sunt de menţionat haiturile de pe cursurile unor ape mai mici de munte care au fost destul de mult folosite pentru transportul plutelor cu buşteni (Bistriţa, Iara, Someşul Rece, Sebeş, Lotru, Argeş etc.).

Şi alte lacuri au început să fie construite o dată cu dezvoltarea centrelor industriale cu scopul de a acumula apa pentru alimentarea fabricilor şi populaţiei (Baia Mare, Baia Sprie, Hunedoara, Reşiţa, Roşia-Montană, Ocna-de-Fier, Dognecea).

După anul 1960, odată cu realizarea lacului Izvorul Muntelui-Bicaz pe Bistriţa, numărul lacurilor de interes hidroenergetic s-a înmulţit, pe unele artere hidrografice cum sunt: Bistriţa, Siret, Argeş, Olt, Someşul Mic, unde s-au realizat salbe de lacuri.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBLIOGRAFIE

1. Antonescu, C.S., *Biologia apelor*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 1963.

2. Bogoslovski, B.B., *Ozerovedenie*, Izdatelistvo Moskovscogo Universiteta, 1960.

3. Breier, A., *Lacurile de pe litoralul românesc al Mării Negre. Studiu hidrogeografic*, Editura Academiei R.S. România, Bucureşti, 1976.

4. Carpart, A.. *Le milieu géographique et géophysique. Exploration hydrobiologique du Tanganyka* (1946-1947), Résultats scientifiques, 3,3, 1952.

5. Collet, L.W., *Les lacs, leur mode de formation, leurs eaux, leurs destin*, Gaston Doin (Editure), Paris, 1925.

6. Dussart, B., *Limnologie. L'étude des eaux continentals*, Gauthier-Villars, Paris, 1966.

7. Eckel, O., *Die Bedeutung der Sprungschict für den Wärmehaushalt der Alpenseen*, La Météorologie, 45/46, 1957.

8. Forbes, S.A., *The Lake as a Microcosm*, Bull. Peoria Ill Sci Assoc., Reprinted 1925 in Bull Ill Nat. Hist. Surv. 15, 1887.

9. Forel, F.A., *Introduction a l'étude de la faune profunde du Lac Léman*, Bull Soc. Vaud. Sci.Nat. Lausanne, 10, 1869.

10. Forel, F.A., *Le Léman: monographie limnologique*, tome I,II,III, Lausanne, F. Rouge 1892, 1895, 1904.

11. Forel, F.A., *Handbuch der Seenkunde: allgemeine Limnologie*, Bibliothek geographische Handbücher, Stuttgart 1901.

12. Gâştescu, P., *Câteva date asupra lacurilor din R.P. Ungară; cu menţiune specială asupra Balatonului*, Rev. Meteorologia, gospodărirea apelor, 1; 1960.

13. Gâştescu, P., *Lacurile din R.P. Română, geneză şi regim hidrologic*, Editura Academiei R.P. Române, Bucureşti, 1963.

14. Gâştescu, P., *Curba batigrafică în interpretarea tipurilor genetice de lacuri*, Comunicări de geografie, Vol. II. Soc. de Ştiinţe Naturale şi Geografie, Bucureşti, 1963.

15. Gâştescu, P., *Îndrumător pentru cercetări geografice. Cercetări fizico-geografice*, (partea privind cercetarea lacurilor), Soc. de Ştiinţe Naturale şi Geografie, Bucureşti, 1965.

16. Gâştescu, P., *Asupra termenilor de lac şi baltă*, Rev. Studii şi Cercetări de Geografie, 2, Bucureşti, 1965.

17. Gâştescu, P., *Lacurile pe glob*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 1969.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

18. Gâştescu, P., *Problemes concernant la typologie limnologique*, Rev. Roum. Géol, Géophys., Géogr., Géographie, T.14, 1970.

19. Gâştescu, P., *Lacurile din România - limnologie regională*, Editura Academiei R.S. România, Bucureşti, 1971.

20. Gâştescu, P., *Limnologia-ştiinţă de graniţă între geografie, hidrologie şi biologie*, Progresele ştiinţei, 3, 1972.

21. Gâştescu, P., *Artificial Lakes of Romania*, în vol. Man-made lakes-their problems and environmental efects, published by American Geophysical Union, Washington (în colaborare Ariadna Breier), 1973.

22. Gâştescu, P., *Lacul Baikal*, în vol.II Lecturi geografice "Ţările Asiei", Soc. de Ştiinţe Geografice, Bucureşti, 1975.

23. Gâştescu, P., *Lacurile Terrei*, Editura Albatros, Bucureşti, 1979.

24. Gâştescu, P., *Relaţiile hidrice dintre ecosistemele lacustre şi cele terestre*, în vol. Ecologie şi protecţia ecosistemelor, Piteşti (în colab. cu Ariadna Breier), 1980.

25. Gâştescu, P., *Formarea, evoluţia şi funcţia lacurilor antropice de baraj*, Pontus Euxinus, Studii şi Cercetări II, Constanţa (în colaborare cu Gh. Brezeanu), 1982.

26. Gâştescu, P., *Heliotermy - a peculiarity of some lakes in Romania*, Rev. Roum. de Géographie, t. 37, Bucureşti (în colab. Camelia Anghel), 1994.

27. Gâştescu, P., *Some aspects of the hydric balance of lakes in the eastern Romanian plain in the years 1956-1970*, publicat în Hidrological Sciences Bulletin nr.3, vol.18, London, (în colab. B. Driga), 1973.

28. Gâştescu P., Driga B. *Lacul de baraj antropic - un ecosistem lacustru aparte*, Rev. Geografică, Institutul de Geografie nr.2, Bucureşti, 1996.

29. Goldman, Ch.R., Horne, A.J. *Limnology*, McGraw Hill Book Company, New York, 1983.

30. Hutchinson, G. E., *A Treatise on Limnology*, vol.I, Geography, Physics and Chemistry, Wiley, New York, 1957.

31. Hutchinson, G. E. and Löffler, H., *The Thermal Classification of Lakes*, în "Proc Nat. Acad." 42, Washington, 1956.

32. Martonne, Emm. de., *La Valachie. Essai de monographie géographique*, Paris, 1902.

33. Mercier, P. Gay, *Effects de l'aération artificielle sous-lacustre au lac de Bret. Etude Comparée, avant et apres l'aération*, Schweiz Z. Hydrol. 16,2 248-308, 1954.

34. Murgoci, G., *La plaine Roumaine et le Balta du Danube*, Congres Inter. du Pétrole, 1907.

35. Nauman, E., *Limnologische Terminologie*, Wien, 1931.

36. Rossolimo, L.L., *Ocerki po gheografii vnutrenih vod S.S.S.R.*, Ucipedghiz, Moskva, 1953.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

37. Petterson, S., *Some weather influences due to warming of the Air by the Great Lakes in winter*. Great Lakes Res. Div. Proc. 4, 1960.

38. Pişota, I., *Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali*, Editura Academiei R.S. România., Bucureşti, 1971.

39. Pora, E., Oros, I., *Limnologie şi Oceanografie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 1974.

40. Thienemann, A., *Der Nahrungskrieslauf im Wasser*, Verh. dtsch. zool. Ges. 31, 1926.

41. Wills, H.M., *Climate of Michigan*, In Climate and Man, U.S. Dept. Agriculture (House Document 27, 77th Congr., 1st. Sess), 1941.

42. Yoshimura, S.A., *A Contribution to the Knowledge of Deep Water of Japanese Lakes* (partea I Summer temperatures, part II Winter Temperatures), Japanese Journal Astr. Geophis, 1936.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PARTEA II

2

OCEANOGRAFIE

2.1. CONSIDERAŢII GENERALE

2.1.1. DEFINIŢIA OCEANOGRAFIEI

Termenul de oceanografie rezultă din cuvintele greceşti *okeanos* = ocean şi *graphos* = descriere, iar ramura hidrologiei ca atare, oceanografia, în definiţia dată de Henry Bryant Bigelow în lucrarea *Oceanography: Its scope, Problems and Economic Importance*, Boston, Haughton Mifflin Co, 1931, care afirma că *cercetează caracterele fundului bazinului oceanelor şi ale limitelor mării, ale apei de mare şi ale organismelor care le populează. Combinând în mod larg geofizica, geochimia şi biologia, oceanografia este cuprinzătoare, ceea ce caracterizează orice ştiinţă nouă, iar aceasta se află în perioada sa de tinereţe...*

Astăzi, după unii cercetători, oceanografia ar fi numai studiul fizic al mediului marin, sub aspectul genezei depresiunilor şi a masei de apă, a dinamicii maselor de apă, iar studiul de ansamblu, în sensul dat de H.B. Bigelow, respectiv caracteristicile geologice, geomorfologice, fizico-chimice şi biologice ar aparţine oceanologiei.

Pe la sfârşitul secolului XIX, M.J. Thoulet definea oceanografia ca *ştiinţa oceanului, deci a ansamblului tuturor legilor aplicabile la mare, deja descoperite sau în curs de descoperire, nu numai în domeniul chimiei şi fizicii, dar şi în al mecanicei, matematicei şi astronomiei; ... oceanografia face efortul de a cunoaşte şi explica formele de relief submarin, natura, modul de distribuire, relaţiile cu stratele de sedimente, compoziţia chimică a apei, proprietăţile ei fizice, repartiţia căldurii, a sărurilor, densităţii diferitelor gaze,*

BCU "IOAN SLAVICI" TIMIŞOARA UNIVERSITY LIBRARY

curenţilor, gheţarilor; ... oceanografia integrează toate rezultatele cercetărilor efectuate asupra Terrei (Thoulet, M.J., 1890 - *Oceanographie*. Baudair et Cie., Paris).

Într-o definiţie adoptată de UNESCO se arată că *oceanografia este ştiinţa nelimitată despre ocean.* Aşadar, oceanografia integrează cercetările cu diferite tehnici, rezultatele din geologie, geofizică, geografie, chimie şi biologie (*UNESCO, 1988, Year 2000 challenges for marine science training and education worldwide. UNESCO reports Marine science, SL. Paris).*

În ultimii câţiva zeci de ani, se constată apariţia unor lucrări şi existenţa cursurilor universitare intitulate Geografie marină, caracterizate printr-o tratare holistică, comprehensivă, în care sunt abordate aspectele de valorificare a resurselor biologice şi minerale, transportul, starea ecologică, cele geopolitice etc.

Reuniunile internaţionale pe temele actuale ale Oceanului Planetar sunt tot mai numeroase, iar *Uniunea Internaţională de Geografie* are grupuri de lucru axate atât pe Geografia marină ca atare, cât şi pe problemele de zonă de coastă marină şi implicaţiile care survin ca urmare a ridicării nivelului marin.

În ceea ce priveşte diferenţierea între oceanografie şi oceanologie, deşi ar putea fi justificată etimologic şi semantic, considerăm că în contextul cursului la profilul geografic este potrivit să ne rezumăm la latura oceanografică.

2.1.2. DIVIZIUNILE OCEANOGRAFIEI

Aşa cum a reieşit din domeniile de preocupare, oceangrafia poate fi împărţită în câteva subramuri şi anume:

– *geologia şi geofizica marină*, în care cercetările se referă la modul de formare a bazinelor marine (oceanice), a structurii litologice de fundament şi depozite de fund, a dinamicii structurilor (plăcilor tectonice), a manifestărilor seismice şi vulcanice, pe de o parte, şi a configuraţiei reliefului submarin, de la zona litorală la cea abisală, cu tot cortegiul de procese submarine şi subaeriene, pe de altă parte (la ţărm);

– *fizica marină* (*oceanografie fizică*), care se ocupă cu proprietăţile fizice (temperatură, transparenţă, culoare) şi dinamice ale apei (valuri, curenţi, niveluri, maree etc.);

– *chimia marină* (*oceanografie chimică*), are în atenţie compoziţia chimică a apei, a sărurilor precipitate şi, de ce nu, a compoziţiei chimice a resurselor minerale în asociere cu mineralogia marină;

– *biologia marină* (*oceanografia biologică*), un domeniu cuprinzător dacă avem în vedere gama extrem de largă a biodiversităţii marine şi că, aici, a fost şi începutul vieţii pe Terra;

– *economia marină* (*oceanografia economică*), care are ca obiect studierea resurselor marine (minerale şi biologice) şi valorificarea lor, valorificarea energiei valurilor, mareelor, caracteristicile curenţilor, transportul marin etc.;

– *starea calităţii apei şi echilibrul ecologic* (*oceanografia ecologică*), care se ocupă cu deteriorarea (poluarea) mediului marin şi dezechilibrele ecologice, inclusiv măsurile de depoluare şi redresare ecologică;

– *ingineria marină* (*oceanografia inginerească*), se referă la tehnicile şi metodologia folosită în cercetarea, prospectarea, valorificarea şi restaurarea Oceanului Planetar;

– *geografia marină* (*oceanografia geografică*) am putea să o conturăm ca pe o ramură a oceanografiei care se ocupă cu integrarea rezultatelor din subramurile anterioare şi cu elaborarea sintezelor globale şi regionale (fig. 2.1).

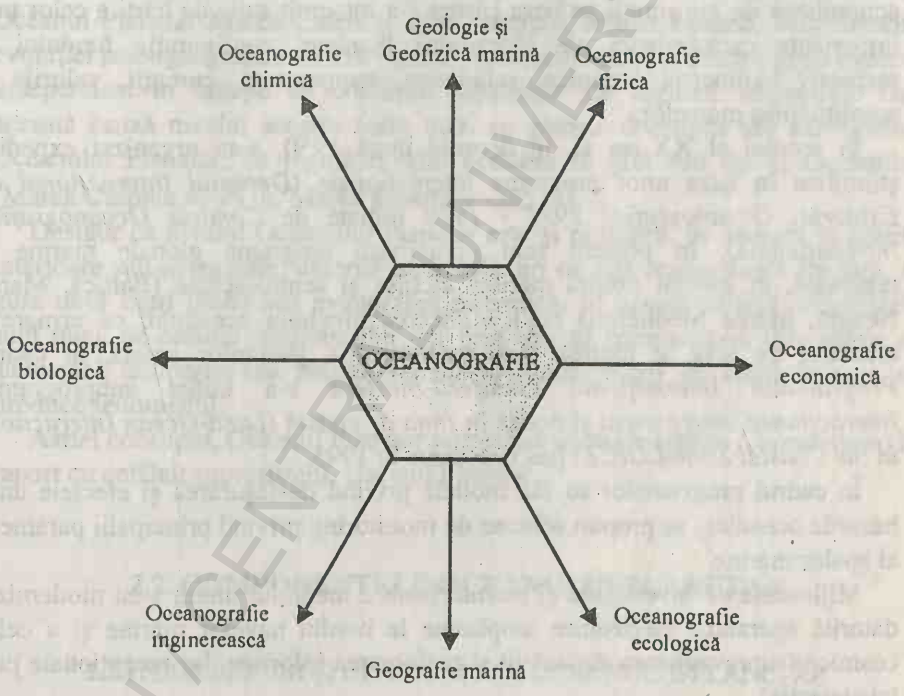


Fig. 2.1. Modelul diviziunilor Oceanografiei.

2.1.3. ISTORICUL CUNOAŞTERII ŞI CERCETĂRII OCEANOGRAFICE

Dacă oceanografia ca ştiinţă este relativ tânără în raport cu alte ramuri ale geoştiinţelor, contactul şi confruntarea omului cu mediul marin se poate preciza în timp pe baza cunoştinţelor actuale.

BUJAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Se presupune, oricum, că omul ca individ şi organizat incipient în colectivităţi, dacă a fost în apropierea oceanului (mării), şi această posibilitate se apropie de certitudine, evident că a folosit resursele acestuia pentru hrană şi cale de comunicaţie (pe apă). Antichitatea atestă prin scrieri, legende, mituri, că mediul marin a făcut parte din viaţa epocii.

Odată cu sfârşitul Evului Mediu şi în Perioada Renaşterii, extinderea orizontului cunoaşterii capătă dimensiuni mari, ducând la descoperiri de teritorii, continente şi conturându-se bazinele marine şi oceanice, care erau deformat reprezentate cartografic. Călătoriile în jurul Lumii, precedate de cele ale lui Magellan şi Columb, au impus şi oferit informaţii despre calitatea şi bogăţia apelor marine, întocmirea de hărţi cu trasee navigabile.

Începând cu secolul al XVIII-lea, expediţiile (călătoriile) marine, au printre alte obiective şi efectuarea de observaţii şi sondaje, care au permis, cu timpul, acumularea de informaţii pe baza cărora s-a întocmit suita de hărţi a celor mai importante caracteristici ale Oceanului Planetar, configuraţia fundului şi respectiv batimetria oceanică, salinitatea, temperatura, curenţii, valurile şi amplitudinea mareelor.

În secolul al XX-lea şi, în deosebi după 1950, s-au organizat expediţii ştiinţifice în baza unor programe internaţionale (*Deceniul Internaţional de Explorări Oceanografice 1971 - 1980* iniţiate de *Comisia Oceanografică Internaţională*). În prezent sunt numeroase programe globale marine şi regionale, în special asupra mărilor închise şi semideschise (Baltică, Marea Neagră, Marea Mediterană etc.). Ridicarea nivelului oceanului ca urmare a efectului de seră şi topirea mai accentuată a gheţarilor polari, în cadrul *Programului Internaţional Geosferă-Biosferă* s-a iniţiat subprogramul *Interacţiunea dintre uscat şi ocean în zona de coastă* (*Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone-LOICZ*) pus în acţiune în 1993.

În cadrul programelor se fac modele privind desfăşurarea şi efectele unor hazarde oceanice, se propun scheme de monitoring privind principalii parametri ai apelor marine.

Mijloacele de investigare şi monitorizare a mediului marin s-au modernizat datorită aparaturii electronice amplasate la bordul navelor marine şi a celor cosmice (supravagherea din satelit şi prelucrarea informaţiilor recepţionate prin teledetecţie).

În România investigaţiile oceanografice se fac în legătură cu portul Constanţa (a doua jumătate a secolului al XIX-lea), deschiderea căii navigabile maritime pe Dunăre până la Brăila (înfiinţarea *Comisiei Europene a Dunării* în 1856). Cercetările întreprinse de Gr. Antipa şi elaborarea *Monografiei Mării Negre*, înfiinţarea *Staţiunii de Cercetări Marine* în 1926 de către I. Borcea la Agigea (*Staţiunea Zoologică*), a *Institutului Biooceanografic* de către Gr. Antipa în 1931 la Constanţa, sunt etape şi instituţii prin care cercetarea marină românească se face remarcată. În 1970 s-a înfiinţat *Institutul Român de*

Cercetări Marine, iar în 1994 *Centrul de Geologie şi Geoecologie Marină*, ambele cu sediul la Constanţa.

Evident că în afara acestor instituţii care au desfăşurat cercetări marine complexe, investigaţii au mai fost făcute şi de alte colective specializate din ţară.

2.1.4. DOMENIUL DE STUDIU AL OCEANOGRAFIEI - OCEANUL PLANETAR

Oceanul Planetar prin însăşi denumire presupune totalitatea oceanelor şi mărilor de pe Terra, dar care au legături între ele conform principiului vaselor comunicante. Aceasta înseamnă că în cadrul Oceanului Planetar vom include bazinele marine indiferent de mărime (Marea Azov) şi bazinele oceanice (Oceanul Pacific), dar care au legătură prin strâmtori. Nu vom include în Oceanul Planetar Marea Caspică, spre exemplu, Marea Moartă, care datorită evoluţiei paleogeografice au fost izolate de celelalte mări şi oceane şi au evoluat independent în funcţie de condiţiile climatice ale regiunii respective. Din această cauză nivelul acestor foste mări se găseşte deasupra sau sub nivelul Oceanului Planetar; de regulă nivelul acestora se află sub cel al Oceanului (Marea Caspică ≈ -28 m, Marea Moartă ≈ -385 m).

Desigur că nivelul Oceanului Planetar este şi el diferit, în deosebi în mările interioare sau marginale, datorită unor afluxuri de apă continentală (în faţă, la gura unor mari râuri) sau evaporaţiei puternice. În aceste situaţii, diferenţele sunt mici, de ordinul centimetrilor, iar prin efectul compensării, diferenţele se atenuează temporar sau parţial, pe măsura îndepărtării de locul în care se produce fenomenul.

Astfel conceput, Oceanul Planetar reprezintă un mare sistem (suprasistem) în raport cu celălalt suprasistem, Uscatul Planetar.

2.2. COMPONENTELE OCEANULUI PLANETAR

2.2.1. DIMENSIUNI ŞI DIVIZIUNI ALE OCEANULUI PLANETAR

În ceea ce priveşte dimensiunile, respectiv suprafaţa, volumul, adâncimea medie şi maximă, acestea diferă în funcţie de sursa bibliografică şi criteriul adoptat de autorul care a elaborat lucrarea.

Totuşi, la scara Oceanului Planetar, diferenţele reprezintă câteva procente. Printre lucrările luate în considerare în această problemă menţionăm *World water balance and water resources of the Earth*, 1978, Moscova, *Oceanele şi mările Terrei*, 1980, Bucureşti, *Introducere în Oceanografie*, New York 1970.

În cazul de faţă vom prelua datele din Oceanele şi mările Terrei care, la rândul ei, le citează din *Enciclopedia ocenografică sovietică*, 1974, Leningrad.

În acest context menţionăm că suprafaţa Oceanului Planetar este de 361 070 000 km^2, cu un volum de 1 362 455 km^3, o adâncime medie de 3 800 m şi maximă de 11 516 m în Oceanul Pacific (tab. 2.1).

Tabelul 2.1

Date morfometrice asupra oceanelor

Denumirea oceanului	Suprafaţa (km^2)	Volumul (km^3)	Adâncimea medie (m)	Adâncimea maximă (m)
Oceanul Pacific	179 710 000	723 710 000	4 028	11 516
Oceanul Atlantic	91 655 000	330 100 000	3 627	9 219
Oceanul Indian	74 917 000	291 945 000	3 897	7 437
Oceanul Îngheţat de Nord (Arctic)	14 788 000	16 700 000	1 131	5 449
Oceanul Planetar	361 070 000	1 362 455 000	3 800	-

Dacă facem o diferenţiere între bazinele oceanice propriu-zise şi mările aferente (mediterane, marginale), constatăm că acestea se diferenţiază (tab. 2.2).

Tabelul 2.2

Date morfometrice asupra mărilor*)

Denumirea unităţii acvatice	Suprafaţa (km^2)	Volumul (km^3)	Adâncimea medie (m)
Oceane	321 130 000	1 322 190 000	4 117
Mediterane	31 840 000	41 060 000	1 289
Mări marginale	8 070 000	7 050 000	874
Oceanul Planetar	361 059 000	1 370 323 000	3 795

*) după E. Vespremeanu - *Oceanografie*, vol. I, 1992.

Faţă de datele menţionate în tabelele de mai sus, rezultă că din suprafaţa totală a Terrei de 510 600 000 km^2 Oceanul Planetar ocupă 71%, iar uscatul 29 % (149 400 000 km^2).

Repartiţia uscatului şi apei pe cele două emisfere se prezintă astfel: emisfera nordică este acoperită cu apă în proporţie de 61 % (respectiv 39 % uscat), iar emisfera sudică deţine 76 % suprafaţă acvatică (respectiv 24 % uscat).

Datorită acestei repartiţii a uscatului şi apei pe cele două emisfere se mai spune că emisfera nordică este *emisfera continentală*, iar emisfera sudică, *emisfera oceanică*.

Încercând să caracterizeze şi să determine polii opuşi, continental şi oceanic, Alphonse Berget de la Institutul Oceanografic al Franţei, în deceniul al treilea al secolului XX a determinat şi precizat că *polul continental* s-ar situa la nord de estuarul Loarei într-o mică insulă (Dumet), iar *polul oceanic* în sud-estul Noii Zeelande.

Faţă de diviziunile oceanice consemnate în tabelul 2.1, în unele lucrări mai vechi, reluate şi recent, se consemnează şi Oceanul Îngheţat de Sud (Oceanul Austral sau Arctic), format din părţile sudice ale Oceanelor Pacific, Atlantic şi Indian, între latitudinea sudică de 60° şi ţărmurile Antarcticei.

Această delimitare a Oceanului Îngheţat de Sud se poate face mai mult pe baza caracteristicilor hidrofizice şi mai puţin pe cea morfologică, adică pe existenţa unui bazin ca atare.

În cazul Oceanului Îngheţat de Nord (Arctic) au existat opinii că ar trebui redistribuit, respectiv să fie considerat ca o prelungire a Oceanului Atlantic către Polul Nord, dar acesta, spre deosebire de cel din Sud, are un bazin oceanic delimitat sub aspect morfologic.

2.2.2. TIPURILE DE MĂRI COMPONENTE ALE OCEANULUI PLANETAR

În privinţa mărilor incluse în Oceanul Planetar, există multe criterii şi clasificări, în primul rând în funcţie de poziţia geografică, de geneza depresiunii marine, de temperatura apei.

După poziţia geografică se disting:

– *mări mediteraneene* situate între continente, unele cu legături limitate (strâmtori), cum ar fi Marea Mediterană (Romanică), Marea Roşie, Golful Persic, şi altele cu deschidere mare la ocean, delimitarea făcându-se prin arcuri insulare, Mediterana Americană sau Marea Caraibilor la care se mai include şi Golful Mexic, Mediterana Asiatică în care includem Marea Java, Marea Timor, Marea Sulawesi, Marea Arafura şi Marea Coralilor situate între Australia şi insulele Noua Guinee, Sumatera, Java, Kalimantan, Sulawesi etc.; în unele lucrări se includ în acest tip de mări şi Oceanul Arctic, Marea Baltică, Golful Hudson. Considerăm, că trebuie să rămânem la acele bazine marine situate la latitudini mici şi mijlocii care au anumite trăsături climatice şi hidrologice similare, pe lângă cele morfologice (situate între continente). De altfel termenul de *mediterană* vine de la această poziţie geografică, mijlocie, care, evident poate fi interpretată şi ca mijloc între alte unităţi continentale la alte latitudini.

Dar, în literatura hidrologică, climatologică, în special, şi geografică în general, noţiunea de *mediteran* reprezintă un climat, un regim hidrologic, o zonă geografică cu treceri de la tropical la temperat.

Pentru adâncirea acestor aspecte se recomandă, pe lângă lucrările geografice mari şi lucrarea *Mediteranele Globului* de Mihai Iancu, editura Litera, Bucureşti, 1981.

– *mări marginale* situate, aşa cum reiese şi din denumire, la marginea oceanelor, dar şi a continentelor, care au o mai mare deschidere spre Oceanul Planetar. În unele lucrări acestea se mai împart în mări ţărmuriene şi mări bordiere (marginale), dar nu considerăm că trebuie să facem aceste diferenţieri. În această categorie includem multe bazine marine şi anume: Marea Labradorului, Marea Norvegiei, Marea Groenlandei, Marea Scoţiei, Marea Weddell, Marea Nordului, Marea Islandei, Marea Baffin în Oceanul Atlantic; Marea Arabiei, Golful Bengal în Oceanul Indian; Marea Bering, Marea Ohotsk, Marea Japoniei, Marea Chinei de Est (Galbenă), Marea Chinei de Sud, Marea Fiji, Marea Tasman, Marea Bellinghausen, Marea Amundsen, Marea Roosevelt, Marea Ross în Oceanul Pacific; Marea Beaufort, Marea Ciukcilor, Marea Siberiei de Est, Marea Laptev, Marea Kara, Marea Barents, Marea Albă, Marea Lincoln în Oceanul Arctic;

– *mări interioare,* situate în interiorul continentelor cum ar fi Marea Neagră, Marea Baltică, Marea de Marmara, Marea Egee şi în egală măsură ar putea fi incluse chiar Marea Mediterană, Marea Roşie, dacă acestea n-ar fi fost diferenţiate prin criteriul amintit mai sus.

Dacă luăm în consideraţie criteriul genetic al bazinului marin distingem:

– *mări epicontinentale,* situate pe platforma continentală, la marginea continentelor şi care s-au format prin transgresiune marină. Acestea au, cu unele excepţii, de regulă adâncimi mici, până la 200 m. În această categorie menţionăm Marea Baltică, Marea Nordului, Marea Irlandei, Marea Mânecii, Golful Hudson, în Oceanul Atlantic; Marea Chinei de Est (Galbenă) în Oceanul Pacific; Marea Ciukcilor, Marea Albă în Oceanul Arctic;

– *mări tectonice,* formate prin prăbuşiri tectonice şi care au adâncimi mari, aici incluzând multe bazine marine dintre care menţionăm Marea Neagră, Marea Mediterană, Marea Roşie, Marea Caraibelor, toate mările componente ale Mediteranei Asiatice (Indoneziene) etc.

După cum s-a amintit, se mai pot clasifica mările după zonele geografice (climatice): polare, subpolare, temperate, intertropicale.

2.3. ORIGINEA, STRUCTURA ŞI EVOLUŢIA BAZINELOR OCEANICE

Primele idei privind configuraţia oceanelor şi a continentelor care le delimitează aparţin lui Alexander von Humboldt (1769 - 1859), care a remarcat

asemănarea ţărmurilor Americii de Sud cu cele ale Africii şi deci cele două continente s-au separat şi îndepărtat unul de altul.

În anul 1888, un remarcabil geolog austriac, Eduard Suess, a emis ipoteza că iniţial a existat un singur continent care ulterior s-a rupt în mai multe părţi.

Îmbinând cele două ipoteze în 1912, germanul Alfred Wegener emite ipoteza derivei (translaţiei) continentelor. În esenţă, teoria lui Wegener este următoarea: continentul unic numit Pangeea, care era înconjurat de un singur ocean (Panthalassa), s-a fragmentat cu circa 300 milioane ani în urmă în mai multe blocuri rigide *sialice* care au alunecat (deplasat) pe substratul vâscos, *sima*. Deriva acestor continente a fost foarte activă în partea ecuatorial - sudică, iar părţile din America de Sud, Africa, India şi Australia reprezintă astfel de blocuri ale Pangeei.

Ceva mai târziu, în 1937, geologul sud-african A. L. du Toit, pe baza structurii şi stratigrafiei blocurilor sus menţionate şi care ar fi aparţinut supercontinentului sudic Gondwana, atribuie deplasarea acestora curenţilor de convecţie subcrustali.

În anul 1961, geologul american R. S. Dietz şi în 1962, concetăţeanul acestuia, H. H. Hess, emit ipoteza *expansiunii fundului oceanic* pe baza analizei dorsalei (crestei submarine) atlantice, care prin energia şi masa degajată produce o expansiune a fundului şi distanţarea continentelor. Aşa se explică masa de roci bazaltice în dorsală, lipsa sedimentelor marine, prin acest proces de ridicare (*upwelling*) şi coborâre a fundului spre extremităţi (*downwelling*).

Ceva mai târziu, originea şi evoluţia oceanelor şi continentelor, preluând din cele două ipoteze anterioare, este explicată prin ipoteza *tectonicii globale* potrivit căreia crusta terestră este formată din 20 plăci sub forma unor blocuri rigide care se deplasează provocând fracturi, fose, pe fundul oceanelor.

Configuraţia oceanelor a suferit modificări în decursul celor 3 miliarde de ani, moment în care crusta terestră s-a solidificat, prodicându-se rupturi în care a început să se acumuleze apa.

În ceea ce priveşte *proveniența apei* în oceane, până în prezent sunt luate în consideraţie trei ipoteze şi anume:

1) prin condensare din atmosfera primordială a Terrei;
2) din descompunerea rocilor vulcanice;
3) prin acumularea apei în decursul istoriei geologice a planetei.

Dacă prima ipoteză ar fi reală, atunci în apa oceanică ar trebui să se găsească componenţii originari ai atmosferei şi în cantităţi mari, nu în proporţiile actuale, cum ar fi neonul, argonul.

În privinţa celei de a doua ipoteze, se consideră că în procesul de consolidare a Pământului, deci a rocilor vulcanice apa legată chimic în acestea a fost eliberată formând apa oceanică. Deoarece aceste roci conţin 5 % apă, nu se poate ajunge decât la 50 % din volumul actual al apei oceanice în condiţiile în

care s-ar elibera toată apa din rocile vulcanice ale crustei terestre. Dar, o parte din cationii apei oceanice, Na, Mg, Ca, Zn, ar proveni din aceste roci vulcanice.

Se pare că cea de-a treia ipoteză a provenienţei apei este mult mai acceptată, în sensul că în decursul timpului, lent, activitatea vulcanică, izvoarele termale şi încălzirea rocilor intrusive au furnizat apa acumulată în oceane.

Numeroasele elemente conţinute în apa oceanică provin în urma proceselor fizice şi chimice care au loc la interfaţa apă-atmosferă, apă-biosferă, apă-sedimente.

Referitor la *originea vieţii*, L. Miller, în 1963, a menţionat câteva ipoteze şi anume:

1) a apărut în urma unui eveniment supranatural;
2) provine din spaţiul exterior;
3) a apărut în urma unui eveniment improbabil;
4) a apărut în oceanul iniţial, ca urmare a întrunirii condiţiilor favorabile.

Ultima ipoteză, că oceanul este locul de naştere al primelor forme de viaţă, este acceptată de cei mai mulţi oameni de ştiinţă.

Prin experienţe de laborator s-a demonstrat că prin descărcări electrice într-o soluţie de apă, amoniac şi metan (compuşi ce se găseau în apa oceanului primar), se formează amino-acizi şi alţi compuşi organici, acoperind-o cu o *supă organică*, dar care nu este de natură biologică.

Modul şi momentul în care moleculele organice au produs organisme este încă necunoscut.

2.4. CONFIGURAŢIA FUNDULUI OCEANIC (MARIN)

Sub aspect morfohidrografic, în care se ia în considerare adâncimea apei, poziţia, depozitele şi structura de fundament, fundul oceanic se poate divide în *zona de margine* şi *bazinul oceanic*.

În *zona de margine* se include coasta şi linia de ţărm, platforma continentală, panta continentală (povârnişul continental), piemontul oceanic.

Coasta şi linia de ţărm. Prin linia de ţărm se defineşte contactul dintre apă şi uscat, care variază ca poziţie în funcţie de nivel, valuri, maree. Coasta marină constituie, deja, mediul terestru din apropiere şi care este reprezentat prin faleze, plaje, terase marine, dar care şi acestea pot fi acoperite de apă (îndeosebi plajele) în funcţie de nivelul apei, de maree (flux).

În ultima perioadă, prin zona de coastă (coastal zone), se defineşte un spaţiu ceva mai extins atât în mediul marin, cât şi în cel terestru, spaţiu influenţat reciproc, indirect de cele două medii şi care constituie, din punct de vedere geografic (populaţie, aşezări umane, activităţi economice), obiect de cercetare şi management.

F.P. Shepard în 1963 distinge două categorii de coastă şi linie de ţărm: *primare* şi *secundare*.

Coastele şi respectiv liniile de ţărm *primare* sunt contactul dintre apa marină şi uscatul continental determinat de agenţi tereştri inclusiv acţiunea gheţarilor, râurilor, vulcanilor. Coastele *secundare* sunt rezultatul unor procese biologice - marine cum ar fi barierele de corali (recifi), mlaştinile.

Plaja sau cordonul litoral este forma de relief joasă constituită din material nisipos, mâlos, pietriş neconsolidat, material de acumulare, sub forma unor mici câmpii alungite şi care sunt supuse spălării apelor marine, fapt ce determină ca asociaţiile vegetale şi animale să fie efemere sau cu adaptări specifice (fig. 2.2).

În raport cu faleza, plaja este supusă modificărilor permanente produse de valuri, curenţi, flux şi reflux, prin procesele de depunere şi abraziune.

Acţiunea cea mai puternică asupra plajelor o au valurile. Eroziunea valurilor este mai puternică în punctele de convergenţă ale acestora, iar preluarea (deplasarea) sedimentelor, în zonele de divergenţă.

Datorită variaţiei nivelului marin, a existat în decursul timpului şi o variaţie a liniei ţărmului pe spaţiul platformei continentale. Aceste linii de ţărm au fost însoţite de plaje care se pun în evidenţă pe platforma continentală (plaje relicte).

Suprafeţele netede ale plajelor rezultate din acţiunea valurilor se numesc *berme* (banchete litorale).

Terasa marină este o treaptă provenind dintr-o veche plajă (deci terasă de acumulare) sau un fost ţărm constituit din roci aparţinând uscatului continental (deci terasă de abraziune) şi care se găseşte deasupra nivelului marin ca urmare a eustatismului negativ sau a epirogenezei pozitive. Astfel de terase s-au format şi în perioada glaciară, în special în perioadele interglaciare.

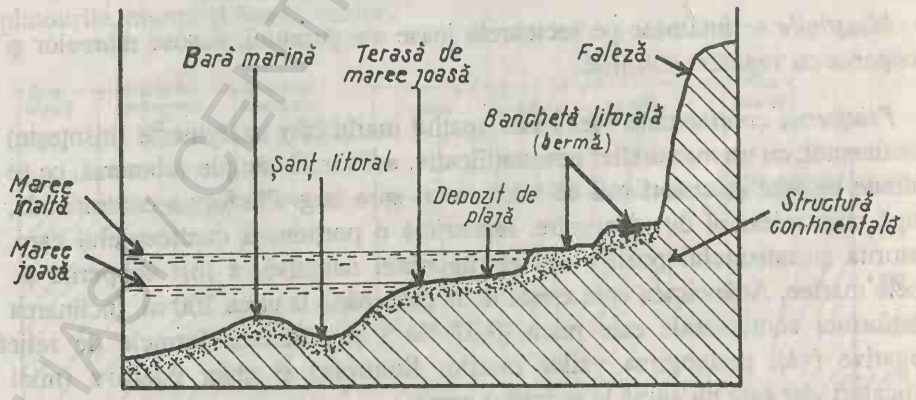


Fig. 2.2. Elementele unei plaje marine.

Faleza este porţiunea de ţărm marin constituit dintr-un abrupt cu înălţimi variabile, formate în roci coezive, loessuri, argile, marne, gresii, calcare, roci eruptive şi metamorfice. Pe litoralul românesc ţărmul cu faleză se desfăşoară între Constanţa şi Vama Veche, fiind constituit din depozite loessoide şi calcare sarmaţiene în bază, cu înălţimi de 5 - 30 m. Valurile sau variaţiile de nivel sezoniere ale mării formează în cordoanele litorale *microfaleze* cu înălţimi de 0,5 - 1,0 m şi care au o existenţă efemeră (luni, sezon). În zona de coastă se mai întâlnesc estuare, limane, lagune, care întrerup desfăşurarea falezelor sau cordoanelor litorale.

Estuarele sunt sectoarele terminale ale râurilor, respectiv văile lărgite prin acţiunea exercitată de flux şi reflux şi chiar de valurile de furtună. Sub aspect hidrologic estuarele reprezintă zone de amestec ale apelor dulci cu cele sărate. De regulă estuarele sunt deschise (Tamisa, Sena, La Plata, Sfântu Laurenţiu etc.), dar în cazul unor râuri cu debite mici sunt şi semiînchise.

Limanele sunt sectoarele terminale ale văilor litorale dar care, de regulă, sunt barate de cordoane marine (total sau parţial) şi transformate în lacuri, care în funcţie de condiţiile climatice şi contactul cu marea, au apă dulce, salmastră sau sărată. Pe litoralul românesc al Mării Negre menţionăm limanele Taşaul, Techirghiol, Mangalia.

Lagunele sunt fostele golfuri marine, izolate total sau parţial de mare prin cordoane de nisip. Spre deosebire de limane care sunt înguste şi alungite după forma văii, lagunele au diferite forme, în mod obişnuit cu multe intrânduri în spaţiul continental. Apa lagunelor, mai mult decât limanele, este salmastră şi sărată. Pe ţărmul românesc meţionăm complexul lagunar Razim - Sinoie, Siutghiol (dar cu apă dulce datorită izolării de mare şi a izvoarelor submerse din calcare).

Mlaştinile se întâlnesc pe sectoarele joase ale ţărmului, supuse mareelor şi acoperite cu vegeţaie hidrofilă.

Platforma continentală (şelf) este spaţiul marin care mărgineşte (însoţeşte) continentul, cu un microrelief nesemnificativ, adevărată câmpie submersă, ce se întinde pe sute şi uneori mii de kilommetri spre larg. Platforma continentală, după cum reiese şi din denumire, reprezintă o porţiune a continentului care, datorită eustatismului pozitiv sau epirogenezei negative, a fost acoperită de apele marine. Adâncimea apei creşte de la ţărm până la circa 200 m. Înclinarea platformei continentale este mică (0,07 ‰) şi păstrează formele de relief negative (văi, prelungirea văilor râurilor limitrofe) şi chiar pozitive (mici ridicături, dar care nu ajung la suprafaţa apei).

Pe platforma continentală se găsesc depozite marine care provin atât din aluviunile transportate de râuri, cât şi din abraziunea ţărmului. Platformele continentale reprezintă domeniul pescuitului marin, iar în ultimele decenii locul

de exploatare a zăcămintelor de petrol. Pe litoralul românesc, platforma continentală are o desfăşurare de 190-200 km în dreptul Deltei Dunării şi se îngustează treptat spre sud ajungând la 60-70 km în dreptul Mangaliei (fig. 2.3).

Panta continentală (*povârnişul continental, taluzul*) este planul de racord între marginea blocului continental (platforma continentală) şi bazinul oceanic (fundul oceanului). Sunt şi situaţii când povârnişul continental este anulat de o trecere gradată de la platformă la fundul oceanului sau se găseşte o fractură tectonică (fosă marină). Înclinarea povârnişului continental este cuprinsă între 4° şi 20° (Platoul Blake din dreptul peninsulei Florida). Atunci când la baza povârnişului continental panta se reduce iar trecerea la fundul oceanului se face printr-o treaptă sau două intermediare, se numeşte piemont oceanic.

Piemontul oceanic are o înclinare de $0,5^{\circ}$, iar lăţimea între 100 - 1 000 km. Aceste piemonturi oceanice sunt constituite din sedimente care uneori au grosimi de ordinul kilometrilor. Pe panta continentală (inclusiv piemontul oceanic), în continuarea văilor de pe platforma continentală, se găsesc *canioane submarine*. Cele mai cunoscute, ca urmare a cercetărilor efectuate, sunt canioanele de pe coasta Californiei de Sud (Canionul Scripps).

Bazinul oceanic constituie spaţiul cel mai extins al domeniului marin (circa 70 %) şi este reprezentat prin câmpii abisale, fose (gropi) tectonice, creste (dorsale) submarine, platouri submarine, munţi tabulari submarini (guyot-uri).

Câmpia abisală este fundul oceanului (mării) situat la 3 000 - 4 000 m adâncime. Denumirea de câmpie este dată de aspectul neted care rezultă din depunerea sedimentelor marine pe crusta magmatică primară, estompând neregularităţile de dimensiuni mici, deoarece în acest spaţiu se găsesc dorsalele, platourile, munţii şi fosele marine.

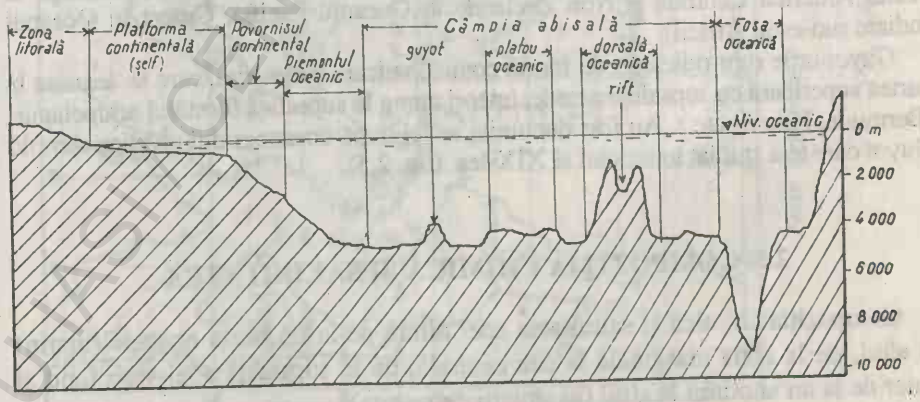


Fig. 2.3. Profilul schematic al fundului oceanic.

Dorsala oceanică reprezintă un lanţ muntos submarin format din magma astenosferei, are înălţimi de 2 000-3 000 m faţă de fundul oceanului, apărând la suprafaţa apei sub forma unor insule. Poziţia dorsalelor este aproximativ la mijlocul bazinalor oceanice. Dorsalele sunt de două tipuri: *cu rift*, adică cu văi pe axul lor, adânci de 1 500-2 000 m, late de 20-50 km prin care se manifestă o activitate magmatică, producând şi acea expansiune a fundului oceanic; dorsala cu rift (şanţ) este caracteristică Oceanului Atlantic şi se mai numeşte dorsală de *tip atlantic*; *fără rift* de *tip pacific*, care desigur se găseşte în Oceanul Pacific. Lungimea aproximativă a dorsalelor submarine este de 80 000 km (fig. 2.4).

FOSE OCEANICE

Oceanul Pacific		Oceanul Atlantic	Oceanul Indian	Dorsale Oceanice
1. Aleutinelor	12. Kermadek	1. Puerto Rico	1. Jawa	I. Medio-atlantică
2. Kurilelor	13. Noile Hebride	2. Cayman	2. Keeling	II. Indiană
3. Japoniei	14. Antipodes	3. Venezuelei	3. Vest - australiană	III. Est-indiană
4. Marianelor	15. Byrd	4. Romanche	4. Afro-antarctică	IV. Pacifică
5. Palau	16. Atacama	5. Est-Braziliană	5. Mascarenelor	Zone de fractură în Oceanul Pacific
6. Filipinelor	17. Peru	6. Argentinei	6. Maldivelor	a. Mendocino
7. Ryukyu	18. Guatemalei	7. Sandwich	7. Somaliei	b. Murray
8. Sulawesi		8. Capului		c. Clarion
9. Banda		9. Angolei		d. Clipperton
10. Solomon		10. Coastei Aurului		
11. Tonga		11. Capului Verde		

Fosă abisală (şanţ sau groapă submarină) este dată de scufundarea tectonică şi este echivalentul grabenului continental. Adâncimea fosei este de peste 6.000 m, ajungând la 10 000 - 11 000 m. Acestea se găsesc la contactul cu continentele sau cu arhipelagurile şi se caracterizează prin vulcanism şi seismicitate accentuată (Fosa Filipinelor cu groapa Cook 11 516 m, fosa Japoniei - 10 374 m, fosa Marianelor - 10 635 m, 10 863 m şi 11 032 m, fosa Kurilelor - 10 377 m, fosa Tonga- 10 816 m, fosa Kermadek - 10 002 m în estul Pacificului etc.).

Platourile oceanice reprezintă suprafeţe netede la 3 000 - 4 000 m sub nivelul mării, reprezentând resturi din continente scufundate (Rio Grande în estul Argentinei, Bermudelor în estul SUA, Azorelor în Oceanul Atlantic, Albatros în vestul Americii Centrale şi Noii Zeelande în Oceanul Pacific, Crozet în Oceanul Indian, sud-estul Africii).

Guyot-urile sunt ridicături de formă conică, vulcani submarini, care se termină la partea superioară cu suprafeţe netede; uneori ajung la suprafaţă formând arhipelaguri (Bermude, Hawaii etc.). Au fost denumite astfel după oceanograful elveţian Arnold Guyot care le-a studiat în secolul al XIX-lea (fig. 2.5).

2.5. COMPOZIŢIA CHIMICĂ ŞI SALINITATEA

Compoziţia chimică şi salinitatea apei diferă de la un bazin oceanic (marin) la altul, de la zona marginală la cea centrală, de la suprafaţa apei spre fund şi chiar de la un anotimp la altul (în situaţii deosebite).

Ecartul de variaţie al salinităţii (gradului de mineralizare) este de 33-37‰ (salinitatea medie 34,455 ‰.).

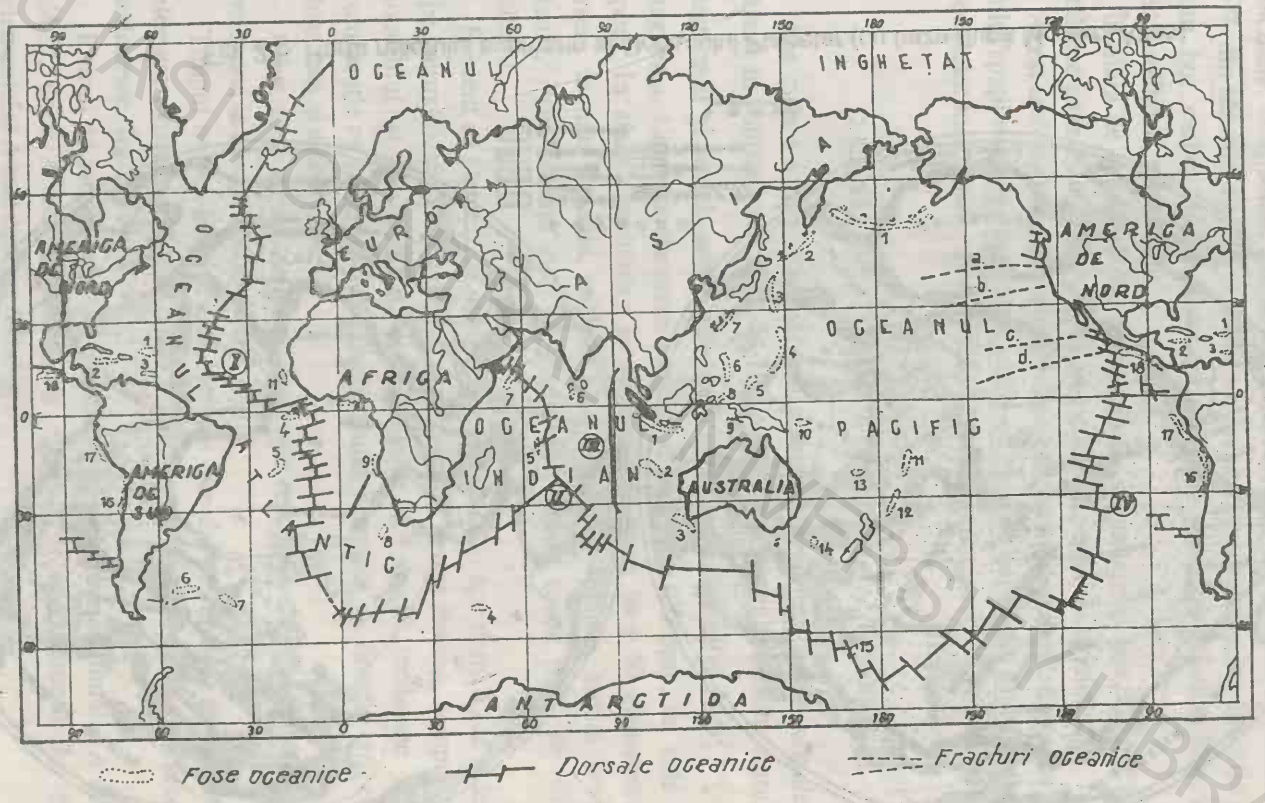


Fig. 2.4. Dorsale și fracturi în spațiul Oceanului Planetar.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

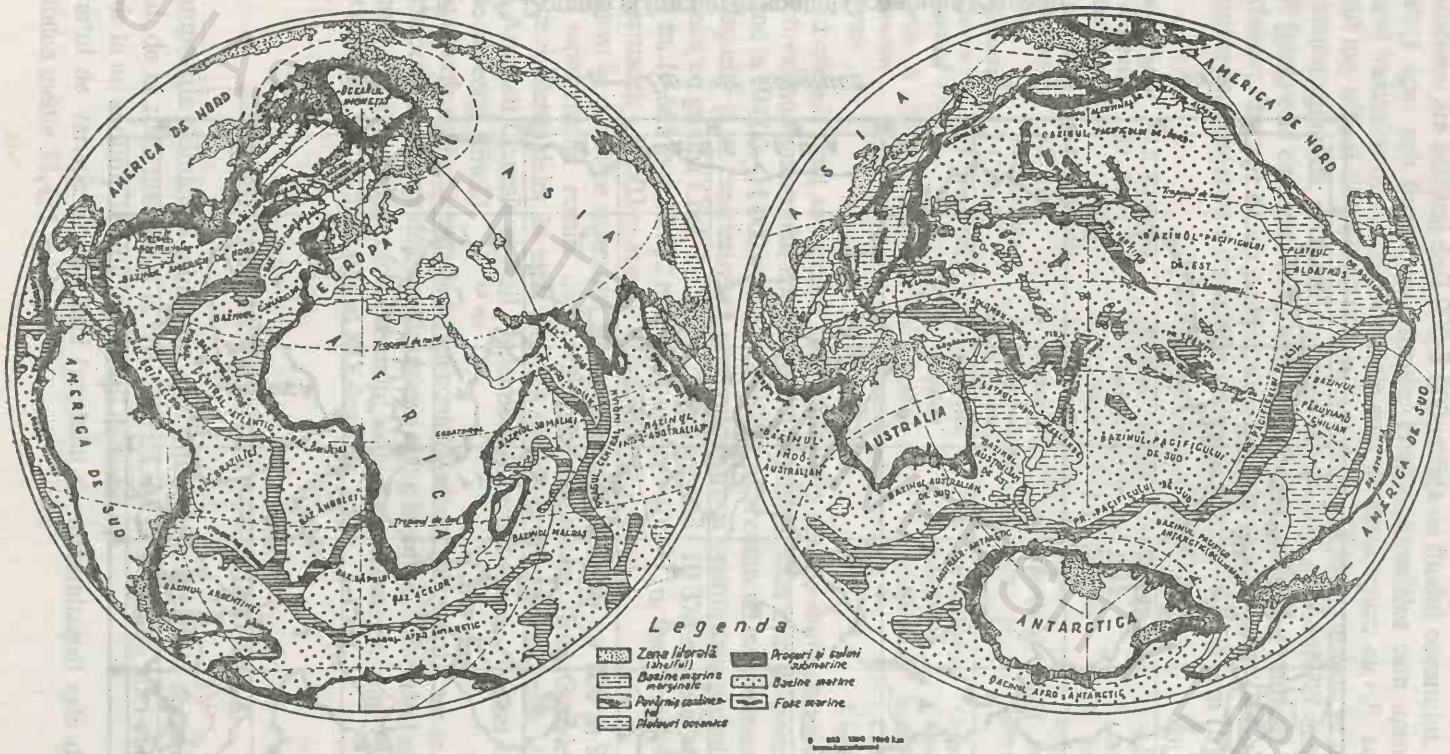


Fig. 2.5. Harta reliefului submarin al Oceanului Planetar (cu baza după Morskoi Atlas).

2.5.1. ELEMENTELE CHIMICE COMPONENTE

În ceea ce priveşte compoziţia chimică, se disting câteva *elemente principale*, clor, sodiu, magneziu, sulf, calciu şi potasiu, care totalizează circa 90 % din sărurile dizolvate; *elemente secundare* sunt reprezentate prin stronţiu, brom, bor, carbon, siliciu, fluor etc; *elemente rare*: azot, fosfor, litiu, iod, fier, zinc, molibden, rubidiu etc.

În afară de aceste elemente principale, secundare şi rare, în apa marină se întâlnesc gaze dizolvate, compuşi organici, suspensii materiale etc.

Acest tablou al compoziţiei chimice este cu totul general, deoarece sunt încă multe spaţii oceanice mai puţin analizate, pe de o parte, şi a reacţiilor chimice, a proceselor biochimice, care modifică, în timp, compoziţia, pe de altă parte.

2.5.2. SĂRURILE DIZOLVATE (PARTEA ANORGANICĂ)

Aşa cum s-a menţionat mai sus, elementele anorganice principale care se găsesc în cantităţi mai mari de 100 ppm (parte pe milion) sunt clorul, sodiul, magneziul şi sulful, acesta din urmă sub formă de sulfat (SO_4^{2-}), calciu şi magneziu. Celelalte elemente secundare sunt sub 100 ppm, iar cele rare, sub 1ppm. În afara elementelor menţionate, pe puţin încă 50 elemente (seleniu, arsen, uraniu, vanadiu, nichel, zinc, alumuniu, plumb, stibiu, cesiu, ceriu, staniu, ytriu, cripton etc.) se găsesc în cantităţi foarte mici, de 10 părţi pe miliard.

Evident că elementele menţionate se găsesc în apa marină (ca şi în celelalte ape naturale), sub formă de compuşi chimici. În apa marină, compuşii sodiului, potasiului şi magneziului sunt deosebit de stabili (milioane de ani) în comparaţie cu cei ai siliciului, manganului, aluminiului, fierului etc., care rămân doar zeci şi sute de ani.

Acest *timp de rezidenţă* se datoreşte reacţiilor chimice, a capacităţii de a reacţiona la mediul marin diferit.

Timpul de rezidenţă al unui element este dat de raportul dintre cantitatea de element existent şi ritmul (rata) intrării în mediul marin sau de precipitare în sedimente (fig. 2.6).

Ritmul de introducere sau ritmul de precipitare a elemntului A este egal cu dA/dt, unde A este cantitatea de element în apă. Timpul de rezidenţă a elementului A este egal cu $A/(dA/dt)$.

Fig. 2.6. Modelul timpului de rezistenţă al unui element în apa marină (după D. Ross, modificat).

2.5.3. GAZELE DIZOLVATE

În apa mării, gazele dizolvate provin din atmosferă, din unele erupţii vulcanice submarine şi din dezintegrarea radioactivă a substratului fundului marin. Printre gazele obişnuit dizolvate sunt oxigenul, dioxidul de carbon, azotul, în cantităţi mici heliu, neon, argon, cripton, xenon.

De regulă solubilitatea unui gaz depinde de trei factori şi anume: temperatura gazului şi a soluţiei, presiunea atmosferică parţială a gazului, conţinutul de săruri a soluţiei (grad de mineralizare).

Oxigenul şi dioxidul de carbon, deşi depind şi de aceşti trei factori, totuşi cantitatea lor dizolvată în apă este condiţionată de alţi factori.

Astfel, cantitatea de oxigen dizolvată în apă depinde de temperatura apei numai până la o anumită adâncime, deoarece este condiţionată şi de procesul fotosintezei care, după cum se ştie, depinde de lumină şi deci sub 200 m adâncime, aceasta nu mai are loc. Aşadar, distribuţia oxigenului pe verticală înregistrează o scădere odată cu creşterea adâncimii şi dispare de regulă la 200 m adâncime. Dispariţia oxigenului dincolo de adâncimea limită a fotosintezei se mai datoreşte şi proceselor de respiraţie a organismelor şi oxidaţiei.

Dacă în procesul de fotosinteză se consumă dioxid de carbon şi se elimină oxigen, în cele de oxidaţie situaţia este inversă; prin respiraţie, de asemenea, are loc acelaşi schimb de gaze.

Reacţia fotosintezei:

$$CO_2 + H_2O + \text{substanţe nutritive} + \text{energie solară} \rightarrow$$
$$\rightarrow \text{materie organică } (CH_2)_n + O_2 . \qquad (2.1)$$

Reacţia respiraţiei (plante şi animale):

$$(CH_2O)_n + O_2 \rightarrow CO_2 \uparrow + H_2O . \qquad (2.2)$$

În anumite situaţii specifice, bazin marin izolat sau semiizolat, oxigenul este consumat total în procesul de oxidaţie, fapt ce reduce viaţa la unele bacterii. Caz tipic este cel al Mării Negre, în care sub 200 m oxigenul lipseşte şi domină hidrogenul sulfurat, provenit din descompunerea materiei organice de către unele bacterii reducătoare de sulfat.

Dioxidul de carbon provine din atmosferă şi din procesul de oxidaţie. În apa mării, CO_2 este în proporţie mai mare decât în atmosferă, favorizat de cationii de magneziu şi calciu cu care se leagă formând bicarbonat de calciu sau acid carbonic potrivit relaţiei:

$$CO_2 + H_2O \quad \rightleftarrows \quad H_2CO_3$$

$$2H^+ + CO_3^{--} \quad \rightleftarrows \quad HCO_3^{--} + H^+$$

În cazul în care CO_2 este preluat de plante pentru creştere, bicarbonatul şi carbonatul oferă cantitatea necesară fotosintezei. De cantitatea de CO_2 depinde direct proporţional şi reacţia *p*H. De asemenea, CO_2 creşte odată cu salinitatea şi cu scăderea temperaturii.

2.5.4. SUBSTANŢELE ORGANICE DIZOLVATE

Substanţele organice dizolvate provin din dejecţii şi animale moarte cu descompunere în apa mării. Cele mai importante sunt azotul şi fosforul, care prin oxidaţii, de către bacterii, trec în azotaţi şi fosfaţi formând substanţele nutritive necesare lanţului trofic. dintre alte substanţe organice menţionăm carbonul organic, carbohidraţii, proteinele, aminoacizii, acizii organici, vitaminele (fig. 2.7).

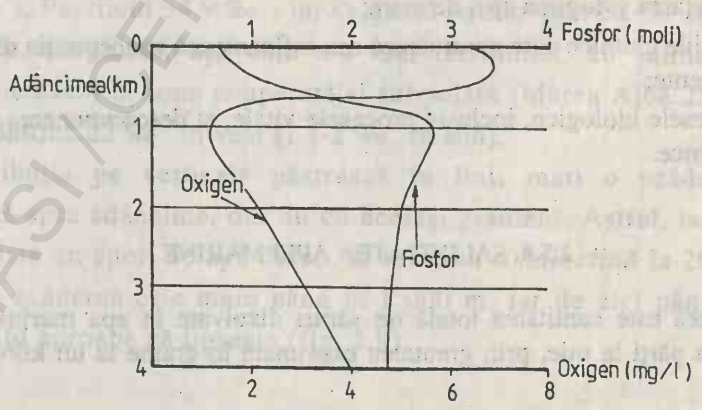


Fig. 2.7. Distribuţia pe verticală a fosforului şi oxigenului.

2.5.5. SUSPENSIILE DIN APA MARINĂ

Suspensiile din apa marină sunt constituite din coloizi, particole microscopice, dispersii grosiere şi seston.

Dispersiile coloidale rezultă din materialele grosiere descompuse şi din procesul de condensare. Acestea au dimensiuni submicroscopice (10^{-} -10^{-5} cm) provenind din precipitare, hidroliză, macromolecule şi detritus organic.

Particulele microscopice cu dimensiuni între 10^{-5} şi 10^{-3} cm constituite din minerale fin granulare, particule coagulate, detritus, resturi planctonice.

Dispersiile grosiere cu dimensiuni $5 \cdot 10^{-3}$ cm, fiind formate din detritus, resturi planctonice şi particule provenite prin precipitare şi coagulare.

Sestonul, respectiv, totalitatea particulelor în suspensie provenite din bioseston (resturi planctonice), tripton (detritus organic), particule minerale transportate de vânt şi râu.

Concentraţia materiei granulare în suspensie din apa marină, variază în funcţie de condiţiile geografice locale, de producţia biologică, de condiţiile atmosferice etc. Astfel, D.A. Folger şi B.C. Heezen (1957) au constatat că în apa marină la suprafaţă, se găsesc diatomee de apă dulce, particule minerale provenind de la 3 800 km distanţă de sursa producătoare.

Se poate conchide, din această sumară analiză, că compoziţia chimică a apei marine este influenţată de:

- schimburile cu atmosfera;
- solubilitatea diferiţilor compuşi;
- reducerea de către bacteriile anaerobe;
- precipitarea şi procesul de schimb cu fundul oceanic;
- aporturile de apă dulce;
- îngheţarea şi topirea apei de mare;
- reacţiile chimice care controlează sau influenţează concentraţia diferitelor elemente;
- procesele biologice, inclusiv procesele vitale, şi descompunerea materiei organice.

2.5.6. SALINITATEA APEI MARINE

Salinitatea este cantitatea totală de săruri dizolvate în apa marină şi este măsurată în părţi la mie, prin greutatea exprimată în grame la un kilogram de apă.

BCU ASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dacă în bazinele oceanice salinitatea variază între limite restrânse (33-37 ‰) în mările marginale (epicontinentale), în cele semiînchise (în interiorul continentelor), în funcţie de zona climatică, de faptul dacă în acestea se varsă râuri cu debite mari, ecartul de variaţie este mult mai mare.

Astfel, în zona ecuatorială, unde precipitaţiile sunt în cantităţi mari, salinitatea este în jur de 35‰ , iar la tropice, unde evaporaţia este mai mare, salinitatea ajunge şi la 37 ‰ ; cu cât ne apropiem de zonele polare, aceasta scade ajungând la 32 ‰ . Desigur că această zonalitate latitudinală este modificată de circulaţia curenţilor şi de afluxul de apă dulce continentală.

Un curent cald, cum este cel al Atlanticului de Nord, care deplasează ape din zona tropicală, determină ridicarea salinităţii la 35 ‰ , iar curentul rece al Labradorului reduce salinitatea pe coastele nord-estice ale Americii de Nord.

În mările marginale din Oceanul Îngheţat de Nord, datorită apelor dulci aduse de fluviile siberiene, salinitatea este de 8 - 10 ‰ , în Marea Neagră, la debuşarea apelor Dunării, este de 3 -5 ‰ , dar, datorită curenţilor litorali, aceasta creşte destul de lent spre sud, la 16 - 17 ‰ ..

Dacă ne referim la cele două emisfere, cea nordică, continentală, are salinitatea mai mică în raport cu cea sudică, oceanică, unde legătura între bazinele oceanice este mai mare, fapt ce asigură un schimb activ de ape.

În privinţa salinităţii pe oceane, Atlanticul are valoarea cea mai mare (35,5 ‰), Pacificul 34,9 ‰ , iar Oceanul Arctic doar 32 ‰ (fig. 2.8).

Mările marginale, aşa cum s-a mai menţionat, au salinitatea mai mică, îndeosebi în zona temperată şi subpolară (Marea Albă 25 - 26 ‰ , Marea Baltică 22 ‰ în vest şi 1-2 ‰ în sud).

Distribuţia pe verticală păstrează în linii mari o scădere de la suprafaţă spre adâncime, dar nu cu acelaşi gradient. Astfel, la suprafaţă dacă există un aport de apă dulce, se remarcă o *haloclină* la 200-300 m, de unde scăderea este mare până la 1 000 m, iar de aici până la fund, gradientul aproape că lipseşte (fig. 2.9).

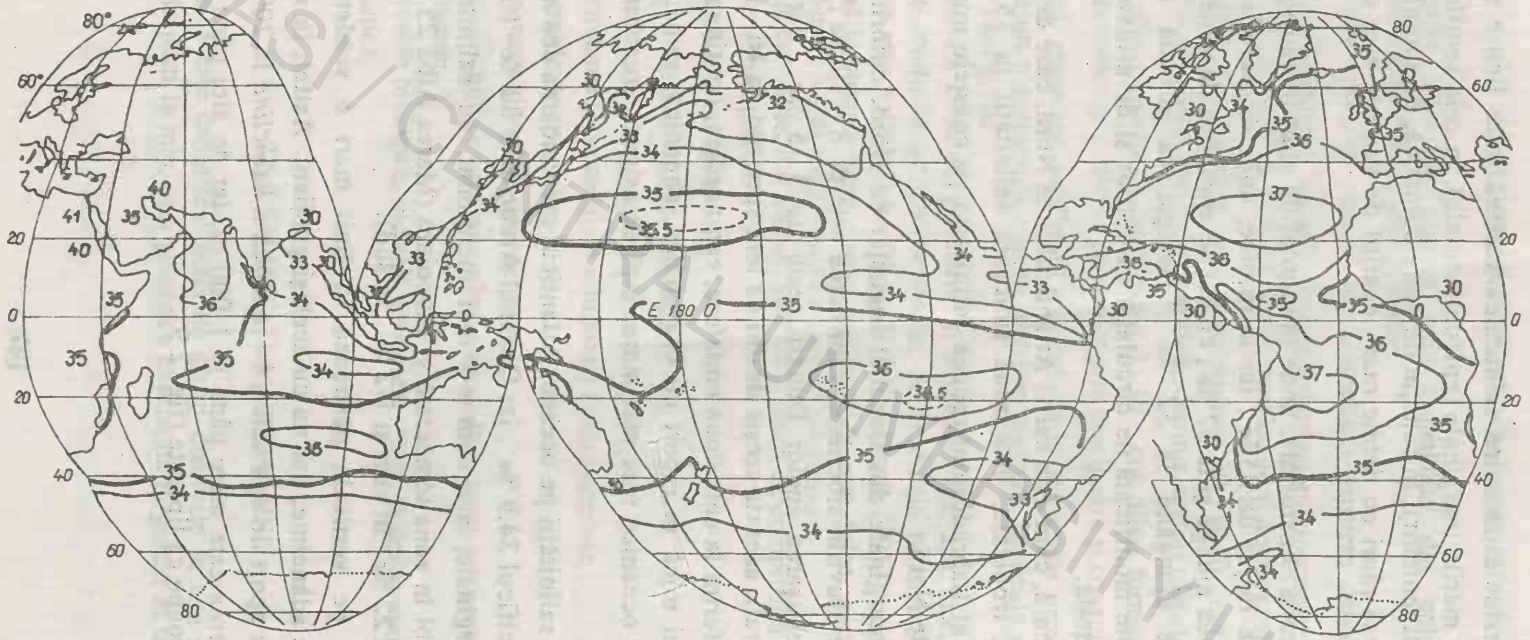


Fig. 2.8 Salinitatea apei la suprafața OCEANULUI PLANETAR (după SVERDRUP și alții, preluat din A. GUILGHER)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

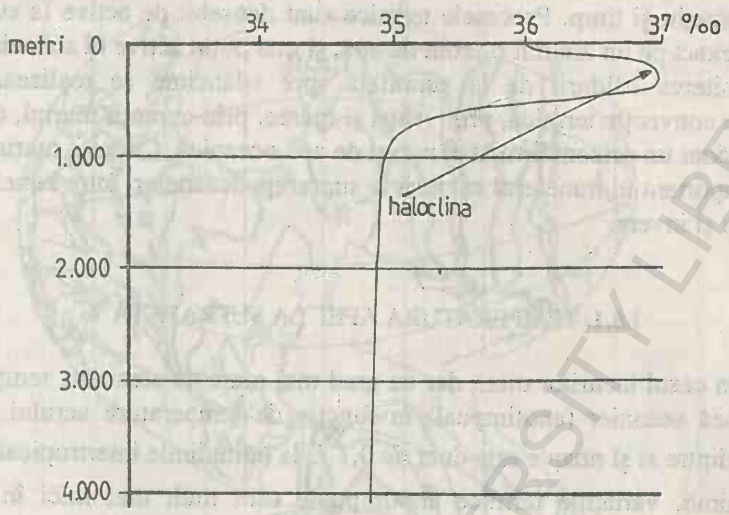


Fig. 2.9. Distribuţia salinităţii în adâncime.

2.6. TEMPERATURA APEI MARINE

Spre deosebire de acvatoriile continentale (râuri, lacuri), oceanele şi mările, prin volumul mare de apă, se manifestă, sub aspectul regimului termic, mult mai independent în raport cu temperatura aerului, deşi sursele de acumulare (înmagazinare) a energiei calorice sunt aproximativ aceleaşi.

Este cunoscut faptul că apa are cea mai mare căldură specifică în raport cu alte medii, aer, rocile constituente ale suprafeţei uscatului.

Astfel, pentru încălzirea unui cm^3 de apă este necesară o cantitate de energie calorică cât pentru încălzirea a 5 cm^3 de granit sau a 3 134 cm^3 aer.

Dacă avem în vedere că suprafaţa Oceanului Planetar este de două ori mai mare decât cea a uscatului, rezultă şi faptul că cea mai mare parte din energia calorică solară este receptată şi acumulată de acesta.

Sursele de încălzire ale suprafeţei mărilor şi oceanelor sunt: absorţia radiaţiei solare şi cosmice, energia existentă în atmosferă la un moment dat, condensarea vaporilor de apă din atmosferă, căldura internă emanată de fundul oceanelor şi mărilor, activitatea vulcanică din interiorul bazinelor respective.

Pierderea căldurii înmagazinate are loc prin: radiaţia suprafeţei apei, conducţia căldurii, respectiv căldura trecută direct în atmosferă la interfaţa apă/aer şi, prin procesul de evaporaţie la suprafaţa apei.

Între sursele de înmagazinare şi cele de cedare la interfaţa apă/aer se realizează un anumit echilibru concretizat prin bilanţul caloric (termic), bilanţ care variază în funcţie de latitudine şi anotimp. Acest echilibru termic trebuie privit

relativ în spaţiu şi timp. Procesele termice sunt deosebit de active la suprafaţa apei, mai exact pe un anumit orizont de apă, şi mai puţin active la adâncime.

Transmiterea căldurii de la suprafaţă spre adâncime se realizează prin curenţii de convecţie termică, prin valuri şi maree, prin curenţii marini, dar care afectează doar un orizont limitat al masei de apă oceanică. Curenţii marini au un rol mai important în transferul căldurii la suprafaţa oceanelor, între zonele calde şi cele reci şi invers.

2.6.1. TEMPERATURA APEI LA SUPRAFAŢĂ

Ca şi în cazul lacurilor mari, dar cu grad mai mare de atenuare, temperatura apei variază sezonier (anotimpual) în funcţie de temperatura aerului. Astfel, diferenţa dintre zi şi noapte este doar de 0,1°C la latitudinile intertropicale.

În schimb, variaţiile termice anotimpuale sunt mult mai mici în spaţiul intertropical (între 2° şi 6°C) şi mai mari în spaţiul temperat (40° - 50° latitudine nordică) care ajunge la 8° - 8,5°C. Datorită distribuţiei inegale a apei şi uscatului în cele două emisfere, se constată că amplitudinile termice sunt mai mari în emisfera nordică în raport cu emisfera sudică. Desigur că aceste amplitudini suferă unele modificări datorită curenţilor calzi sau reci.

Temperatura medie la suprafaţa Oceanului Planetar este apreciată la 17,4°C, variind atât de la un ocean la altul (Pacific 19°C, Indian 17°C şi Atlantic 16,9°C), de la o emisferă la alta (emisfera nordică 19,2°C, emisfera sudică 16°C) şi, evident, în funcţie de latitudine (fig. 2.10, tab. 2.3, 2.4).

Tabelul 2.3

Temperatura medie (°C) a apei la suprafaţa Ocenului Planetar (dupăJ. Krummel)

Latitudine	Emisfera nordică	Emisfera sudică
0°	27	27
10°	27,2	25,8
20°	25,4	24,0
30°	21,3	19,5
40°	14,1	13,3
50°	7,9	6,4
60°	4,8	0,0
70°	0,7	-1,3
80°	-1,7	-1,7

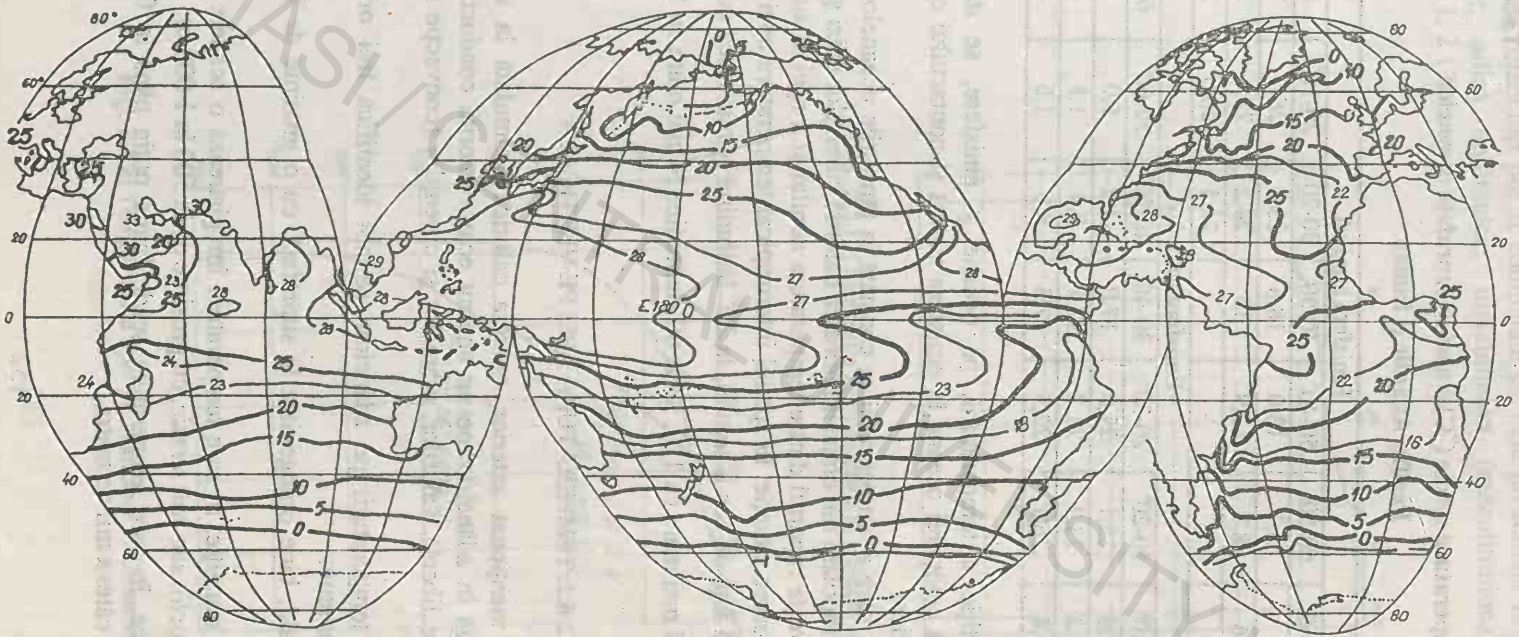


Fig. 2.10. Temperatura apei la suprafața Oceanului Planetar în °C (după Sverdrup ș.a).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 2.4

Temperatura medie (°C) a apei la suprafaţa oceanelor Pacific, Atlantic şi Indian

Oceanul	Emisfera nordică						
	70-60°	60-50°	50-40°	40-30°	30-20°	20-10°	10-0°
Pacific	-	5,7	10,0	18,6	23,4	26,4	27,2
Atlantic	5,6	8,7	12,9	30	24,2	25,6	26,7
Indian	-	-	-	-	26,1	26,6	27,0
Oceanul	Emisfera sudică						
	0-10°	10-20°	20-30°	30-40°	40-50°	50-60°	60-70°
Pacific	26,0	25,1	21,5	17,0	11,2	5,0	-1,3
Atlantic	25,2	23,2	21,2	17,1	9,4	1,8	-1,3
Indian	27,4	26,1	22,5	17,3	8,6	1,6	-1,5

Această repartiţie a temperaturii, pe oceane şi emisfere, se datoreşte deschiderii mari a celor trei oceane în emisfera sudică şi contactului cu apele reci circumantarctice.

O diferenţiere mare a temperaturii se constată la ţărmurile oceanelor în zonele tropicale şi subpolare din emisfera nordică datorită curenţilor calzi şi reci.

În ceea ce priveşte raportul dintre temperatura aerului şi a apei la suprafaţă, se constată următoarea situaţie: în spaţiul intertropical temperatura apei este cu 0,5°C mai ridicată faţă de cea a aerului, la 20° latitudine N mai mică cu 1,2°C, la 40° latitudine N mai mare cu 1°C, iar la 60° latitudine N mai mare cu 1,5°C.

2.6.2. TEMPERATURA APEI PE VERTICALĂ

Aşa cum s-a menţionat anterior, energia calorică acumulată la interfaţa apă/aer se propagă în adâncime pe un anumit ecart, datorită conductibilităţii termice (convecţie liberă), valurilor, mareelor şi curenţilor (convecţie impusă, mecanică).

În distribuţia temperaturii pe adâncime se pot identifica trei orizonturi (strate) de apă şi anume:

- un strat cald, bine omogenizat la suprafaţă, cu o grosime de la 10 la 500 m;
- un strat de tranziţie, în care temperatura înregistrează o scădere bruscă, numit *termoclin* sau *salt termic*, cu grosime de la 500 la 1 000 m;
- un strat rece, în care temperatura scade foarte puţin până la fund, cu grosime de câteva mii de metri.

Aceste orizonturi pot fi comparate cu cele prezentate la regimul termic al lacurilor, adică epilimnion, metalimnion (mezolimnion) şi hipolimnion (fig. 2.11, 2.12).

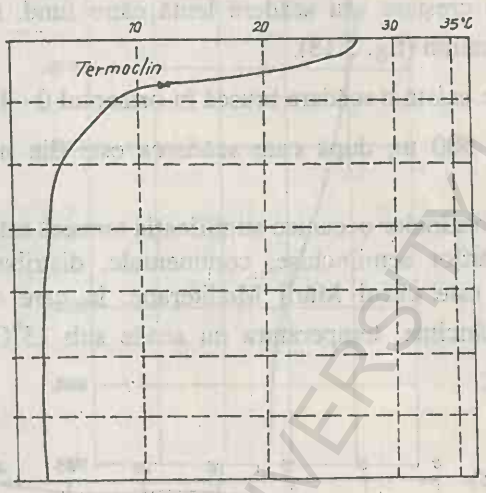


Fig. 2.11. Distribuţia temperaturii în adâncime.

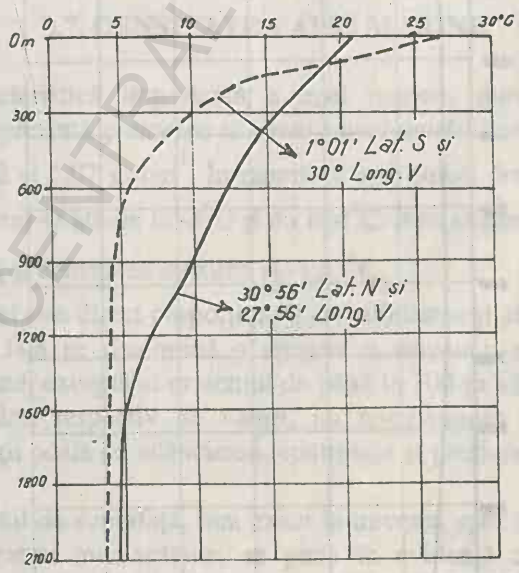


Fig. 2.12. Temperatura apei pe adâncime în Oceanul Atlantic.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În cadrul acestor orizonturi se remarcă stratificaţia termică directă cu temperaturi conform zonei geografice latitudine, la suprafaţă mai ridicate, chiar şi în apele reci polare (epilimnion), saltul termic către fund, până la 3-5°C în metalimnion şi o creştere sau scădere lentă către fund, în jurul valorilor de 0,5-3°C în hipolimnion (fig. 2.13).

În apele polare există o scădere bruscă în orizontul 0 - 100 m (-1,4°C), ca să revină la 2°C la 500 m, după care scăderea este din nou lentă către fund (fig. 2.14).

Dacă în cazul bazinelor oceanice stratificaţia termică este cea prezentată mai sus, în cazul mărilor semiînchise, continentale, distribuţia prezintă situaţii particulare, cum este cazul Mării Mediterane, în care de la cota pragului Gibraltar spre adâncime, temperatura nu scade sub 13°C faţă de cea de la suprafaţă, de 25°C.

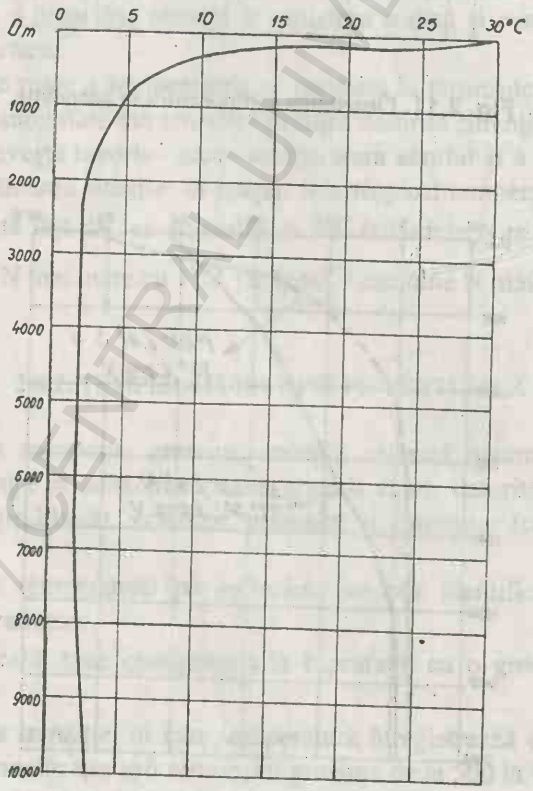


Fig. 2.13. Temperatura apei în groapa Filipinelor, Oceanul Pacific (1951).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

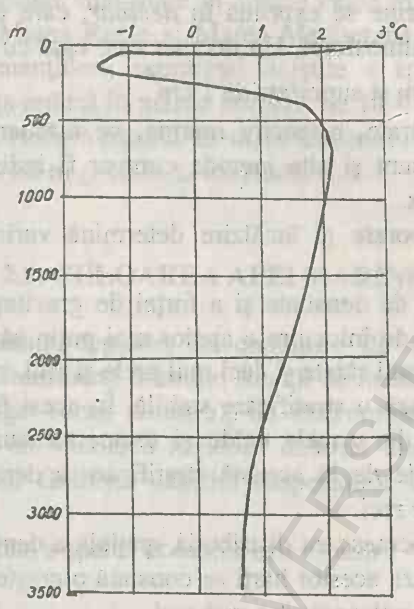


Fig. 2.14. Distribuţia temperaturii în Atlanticul de Sud (după J. Rouch).

2.7. DENSITATEA APEI MARINE

Această caracteristică importantă a apei marine, după temperatură şi salinitate, care reprezintă *greutatea sau masa unei unităţi în raport cu volumul*, variază între 1,02 şi 1,07 gr/cm^3. În raport cu apa dulce, densitatea maximă a apei sărate (marine) se atinge la -3°C şi nu la 4°C. Apa salmastră de 24,7 ‰ are punctul de îngheţ şi densitatea maximă la -1,33°C.

Densitatea apei este direct proporţională cu salinitatea şi invers proporţională cu temperatura, fapt ce determină o creştere a densităţii apei marine de la suprafaţă spre fund, exceptând orizontul de până la 100 m adâncime, care fiind amestecat de vânt, respectiv de valuri, nu înregistrează o stratificare. La creşterea densităţii odată cu adâncimea, contribuie şi presiunea apei care creşte în acelaşi sens.

Tot în orizontul de suprafaţă, mai exact la trecerea spre orizonturile cu apă sărată şi temperaturi mai scăzute, se pune în evidenţă creşterea bruscă a densităţii, deci *picnoclina*, în paralel cu *termoclina* şi *haloclina*.

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

Presiunea apei marine se exprimă în *decibar*, care este a zecea parte din presiunea normală a atmosferei. Un decibar este egal cu greutatea coloanei de apă cu înălţimea de 1 m şi suprafaţa de 1 cm^2.

Densitatea apei sărate, respectiv marine, se măsoară cu *picnometru* sau *areometru*, dar mai sunt şi alte metode cum ar fi indicele de refracţie, mai laborios dar mai precis.

Procesele de evaporare şi încălzire determină variaţia densităţii apei în orizontul de suprafaţă.

Datorită diferenţei de densitate şi a forţei de gravitaţie, apele cu densitate mai mare au tendinţa de înlocuire a apelor mai puţin sărate şi cu temperatura mai ridicată, prin ape mai sărate şi deci mai grele şi reci, care se deplasează spre fund, până se realizează o stratificare stabilă. În acest fel, apele de la fundul oceanelor şi mărilor din zonele calde şi temperate sunt izolate de cele de suprafaţă. Fac excepţie de la această stratificare a densităţii, temperaturii şi salinităţii, apele polare reci.

Hărţile care se întocmesc cu distribuţia spaţială a densităţii se numesc *hărţi cu izopicne*. Din analiza acestor hărţi se constată o creştere a densităţii apei de la Ecuator spre zonele polare cu ape mai reci.

Densitatea apei marine scade şi în zonele marginale, mai exact în faţa gurilor râurilor mari care aduc apă dulce; de asemenea, pe traseul deplasării icebergurilor, care prin topire reduc salinitatea, deşi contribuie şi la scăderea temperaturii apei.

În Marea Neagră, datorită salinităţii mai reduse şi densitatea este mică, de 1,01-1,018 gr/cm^3, în Marea Azov 1,004-1,01 gr/cm^3, în Marea Baltică 1,004 gr/cm^3 şi în Marea Caspică 1,003-1,007 gr/cm^3.

2.8. TRANSPARENŢA APEI MARINE

Acest parametru variază în funcţie de suspensiile existente, de microorganismele şi gazele dizolvate, ca să enumerăm doar factorii naturali şi nu şi pe cei antropici de poluare.

Transparenţa apei este dată de razele de lumină care se difuzează până la anumite adâncimi. Desigur că există o selecţie în procesul de absorbire a razelor solare şi transformarea în energie calorică (mai mult cele infraroşii şi mai puţin cele ultraviolete).

Măsurarea transparenţei se face cu discul lui Secchi şi cu celulele fotoelectrice cu seleniu.

Transparenţa este mai mică la ţărmuri unde turbiditatea este mare, în zonele cu o dezvoltare mare a algelor, în procesul de înflorire a apei (eutrofizare mare).

Valori ale transparenţei: mai mare în zonele calde tropicale şi subtropicale, de până la 60 m în Marea Roşie şi Marea Mediterană, de 66,5 m în Marea Sargaselor, datorită menţinerii suprafeţei liniştite a apei de către vegetaţia plutitoare; transparenţa redusă în mările nordice, de 10 - 12 m, datorită bogăţiei planctonice; în Marea Neagră până la 25 m, în Oceanul Pacific până la 59 m, în cel Indian până la 40 - 50 m şi 40 m în cel Arctic.

2.9. CULOAREA APEI MARINE

Culoarea apei marine depinde, în condiţiile de apă curată, de starea atmosferei, dar este determinată în multe situaţii de materialele în suspensie, de masa planctonică (alge verzi, albastre), de microorganismele fosforescente. Astfel, Marea Roşie are culoarea roşiatică datorită unor microorganisme cu această nuanţă, Marea Galbenă datorită suspensiilor de loess, Marea Albă datorită gheţurilor.

Culoarea generalizată a apelor oceanice este albastru - verzuie.

2.10. LUMINA ÎN APA MĂRII

În apa marină, lumina pătrunde până la 100 m şi poate ceva mai mult în funcţie de diferite condiţii. Orizontul de apă luminat, numit *orizontul fotic*, asigură procesul de fotosinteză şi deci laboratorul de producere a materiei organice de către plante.

Pe lângă lumina primită de la Soare, în masa apei marine se mai găsesc organisme, de la cele *micro* de tipul bacteriilor fosforescente, la unele mai mari, crustacee, meduze, înzestrate cu aparate fotoluminiscente datorită cărora pot ajunge până la adâncimi de 1 500 m.

Predominarea masivă în unele zone a microorganismelor de o anumită culoare, poate să dea patina coloristică a apelor respective (albă, galbenă, roşie).

2.11. DINAMICA APEI ÎN OCEANE ŞI MĂRI

Interfaţa aer/apă este deosebit de activă şi generează o suită de forme dinamice în orizontul de suprafaţă, cum ar fi valurile, curenţii, mareele etc.

Circulaţia apei oceanice este determinată de doi factori atmosferici, vântul şi încălzirea apei de la radiaţia solară; fac excepţie mareele, care iau naştere datorită atracţiei Lunii şi a Soarelui.

Înmagazinarea unei cantităţi mari de energie calorică în zonele tropicale determină deplasarea unor volume importante de apă spre zonele mai reci, sub forma curenţilor calzi.

În orizontul de suprafaţă, la interfaţa aer/apă, au loc două tipuri de circulaţie a apei: *determinată de vânt* şi de *diferenţele termice* şi de *densitate*.

Circulaţia produsă de vânt este mult mai pregnantă şi cu consecinţe fizice importante (la ţărm) şi biologice (oxigenare).

2.11.1. VALURILE PRODUSE DE VÂNT

Forma de mişcare ondulatorie în orizontul de la suprafaţă este starea normală, obişnuită a Ocenului Planetar. Aceste mişcări ondulatorii sunt determinate de vânt, spre deosebire de alte valuri, produse de cutremur.

Elementele unui val: lungimea de undă (*L*) sau lungimea valului este distanţa orizontală dintre două creste sau două depresiuni succesive, măsurată paralel cu direcţia de deplasare a valului; *perioada valului* (*T*) este intervalul de timp măsurat în secunde, în care două creste succesive trec prin dreptul unui punct fix; *înălţimea valului* (*H*) este distanţa măsurată pe verticală între creasta şi depresiunea valului; *viteza valului* (*V*) este distanţa parcursă de creasta valului, exprimată de raportul dintre *L* şi *T* (fig. 2.15).

$$V = L / T. \qquad (2.4.)$$

Dacă valurile se formează într-o porţiune cu apă adâncă, particolele de apă de la suprafaţă efectuează o mişcare circulară. În acest proces dinamic, diametrul cercului descreşte cu adâncimea apei. Astfel, la un $h=L/4$ (adâncimea fiind egală cu 1/4 din *L*) diametrul cercului se reduce cu 1/5 din dimensiunea iniţială, iar deplasarea apei are loc înainte/înapoi în raport cu mişcarea circulară. De asemenea, viteza particulelor descreşte cu adâncimea, astfel încât la valurile cu o perioadă de 10 sec, deplasarea la adâncimea de 100 m este nesemnifi-cativă.

Înălţimea şi perioada valurilor, doi paramatri importanţi ai acestora, sunt determinaţi de viteza vântului, de durata de acţiune a vântului şi de suprafaţa de desfăşurare (fetch). Fetch-ul este important pentru lungimea de undă a valului, care atinge câteva sute de metri pe oceane. Înălţimea valurilor generate de vânt poate atinge 25 m. *Tipurile de valuri* produse de vânt sunt: *mare de vânt, hulă* şi *brizanţi*.

Mare de vânt (sea). Aceste valuri sunt cele din aria de desfăşurare a furtunii şi se caracterizează printr-un aspect neregulat, cu perioade, înălţimi şi direcţii diferite. După ieşirea din zona de influenţă a furtunii, acestea se uniformizează, deplasându-se paralel, transformându-se în *valuri de hulă*, ce se caracterizează prin lungimi şi perioadă mare şi atenuarea înălţimii.

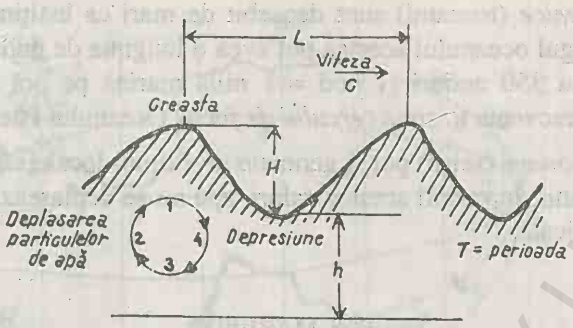


Fig. 2.15. Caracteristicile valului.

Valurile de hulă pot afecta suprafaţa unui ocean, aşa cum a observat Institutul Oceanografic Scripps din California, cu o hulă plecată din dreptul Noii Zeelande şi care s-a spart de ţărmurile peninsulei Alaska. *Valurile de resacă* (brizanţii) se manifestă în apropierea coastelor marine. Brizanţii sunt valurile de furtună care se deferlează la ţărm. În cadrul acestor valuri, particulele de apă nu mai au o mişcare orbitală, ci se deplasează pe orizontală, generând energie şi procese morfologice costiere.

În funcţie de configuraţia reliefului submers din zona de coastă, valurile, prin refracţie, vor concentra energii pe promontorii (convergenţă) şi vor dispersa energii pe porţiunile mai adânci (divergenţă).

Prin spargerea (deferlarea) valurilor, se formează o pânză de apă pe plajă, pânză care se întoarce apoi pe panta submersă. De asemenea, în lungul ţărmului se realizează, din valurile de pe plaja submersă, un curent longitudinal ce se retrage spre mare sub forma unui *curent de retur* (rip current). Acestea depind de configuraţia reliefului submers, de panta plajei, de înălţimea şi perioada valurilor.

2.11.2. ALTE TIPURI DE VALURI

Valurile interne (interioare) se datoresc diferenţei de densitate între orizonturile (stratele) de apă şi se produc în interiorul masei de apă fără a fi vizibile la suprafaţă, decât sub forma unor ondulări. Aceste valuri se pot forma şi în zona de debuşare a apelor dulci.

Valurile produse de ciclonii tropicali de tip hurrican, în zona Golfului Mexic, sunt deosebit de mari şi periculoase când ajung la ţărm.

Valurile produse de alunecările de teren sunt violente, cu înălţimi mari şi de scurtă durată.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Valurile seismice (tsunami) sunt deosebit de mari ca înălţime şi viteze de deplasare. În largul oceanului acestea pot avea o lungime de undă de 180 km şi se deplasează cu 350 noduri (1 nod = 1 milă marină pe oră sau 50 cm pe secundă). Sunt frecvente în zona *cercului de foc* al Oceanului Pacific.

Valurile staţionare (seişe) pot fi generate de furtuni locale sau de schimbări bruşte ale presiunii. În cadrul acestor valuri, apa nu se deplasează pe orizontală ci numai pe verticală.

2.11.3. MAREELE

Această mişcare a apei, generată de forţa de gravitaţie provocată de Soare şi Lună asupra Pământului, se caracterizează prin ridicări şi coborâri ale nivelului marin cu o periodicitate zilnică(o dată sau de două ori) (fig. 2.16).

Perioada mareelor este de circa 12 ore şi 25 minute, cu o lungime de undă de aproape jumătate din circumferiţa Pământului, 23 300 km.

Amplitudinea mareelor este cuprinsă între 1-3 m, dar în cazuri particulare poate fi foarte mică (9-12 cm în Marea Neagră) sau foarte mare (20 m în Golful Fundy). Deoarece mareele sunt influenţate (determinate) de Lună, producerea lor, cu menţinerea intervalului de 12 ore şi 25 de minute, are loc cu o întârziere de 50 minute în fiecare zi (fig. 2.17).

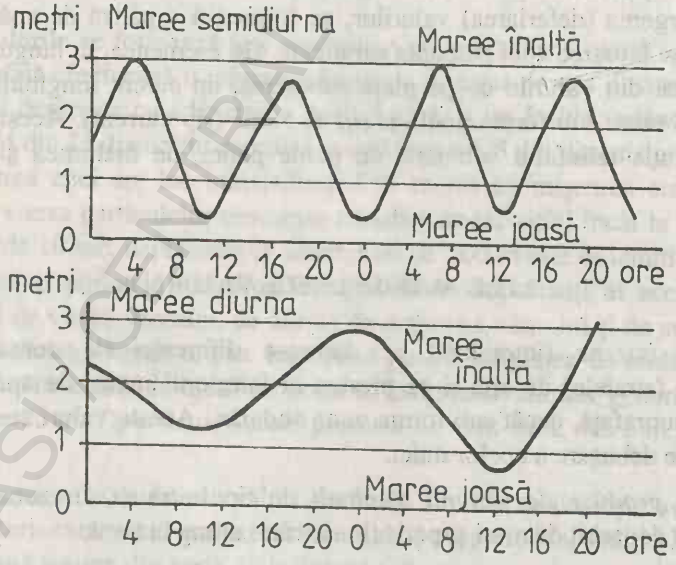


Fig. 2.16. Maree diurne şi semidiurne.

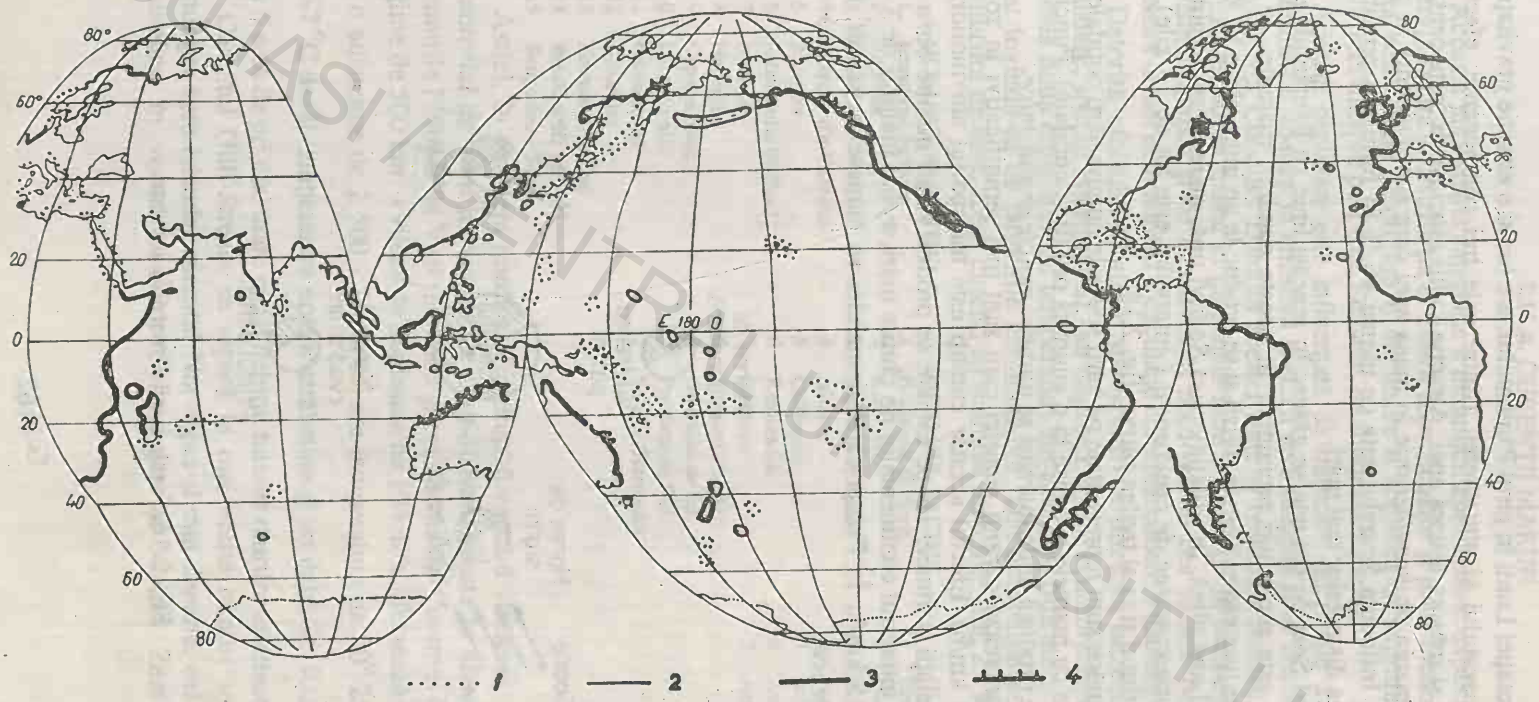


Fig. 2.17. Denivelarea medie a mareelor pe Oceanul Planetar (în principal după Rouch, preluat din A. Guilcher):
1 - 0.1. la 1 m; 2 - 1 la 2 m; 3 - 2 la 4 m; 4 - peste 4 m.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În timpul rotaţiei Lunii în jurul Pământului, are loc şi o atracţie gravitaţională asupra apei, uscatului şi atmosferei. Dintre cele trei componente, efectul se poate observa şi măsura asupra apei. Atracţia Lunii asociată cu forţa centrifugă determină formarea de *protuberanţe* în masa apei care sunt evidente în partea dinspre Lună. Influenţa Soarelui este de numai 46 % în formarea protuberanţelor, din cauza distanţelor mai mari.

Atunci când Soarele şi Luna se găsesc în aceeaşi linie cu Pământul, efectul astrului solar este mult mai pronunţat. În aceste condiţii, mareele, de mare amplitudine, se numesc *maree de sigizii* şi se produc la un interval de 14 zile, la Lună nouă şi Lună plină. În situaţia opusă Soare/Lună, mareele au amplitudine mică şi se numesc *maree de cvadratură* (intervalul este tot de 14 zile), când Luna este la primul şi la al treilea pătrar (fig. 2.18).

Undele mareice sunt reprezentate pe hărţi speciale numite hărţi cotidale, care unesc punctele cu mareele produse la o anumită oră (linii cotidale). Punctele în jurul cărora se propagă unda mareică se numesc *puncte amfidronice*.

Mareele generează *curenţi mareici* care sunt mai semnificativi în zona de coastă (câţiva km/h). Efectul acestor curenţi este transportul aluviunilor, care afectează instalaţii portuare, iar pe estuare se produc valuri numite *bora* ce se deplasează în interiorul continentelor pe râurile mari, având înălţimi de 3 - 5 m şi viteze de 15 km/h. În Franţa curenţii mareici se numesc *mascaret*, iar pe Amazon, *pororoca*.

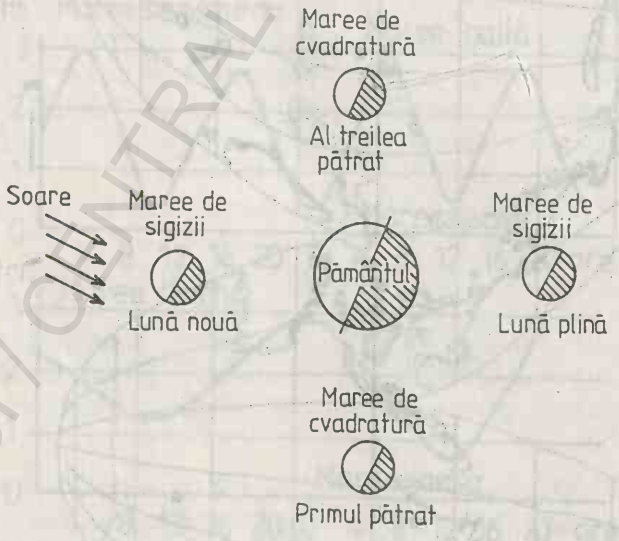


Fig. 2.18. Fazele Lunii şi mareele asociate.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2.11.4. CURENŢII MARINI

Această importantă categorie a dinamicii apei trebuie explicată în legătură cu energia solară şi distribuţia ei diferit între Ecuator şi poli. Încălzirea apelor din zona ecuatorială determină o deplasare a acestora la suprafaţă spre poli şi a celor reci dinspre poli spre Ecuator, pe fundul oceanelor.

Această deplasare este influenţată de mişcarea de rotaţie a Pământului, care determină o abatere în emisfera nordică spre dreapta şi în cea sudică spre stânga (legea/forţa Coriolis). Datorită acestei forţe şi respectiv abaterii, alizeele (vânturi constante) au un traseu în diagonală între tropice, de la nord-est spre sud-vest în emisfera nordică şi de la sud-est la nord-vest în cea sudică. Această circulaţie a maselor de aer determină şi o circulaţie corespunzătoare a maselor de apă.

Datorită efectului Coriolis şi respectiv a direcţiei alizeelor, în cele două emisfere, spaţiul intertropical, iau naştere *curenţii ecuatoriali paraleli* (câte unul în cele două emisfere), cu temperaturi ale apei mai ridicate şi care se abat spre vest lovindu-se de ţărmurile continentelor. Din acest impact şi sub influenţa vânturilor de vest, aceşti curenţi îşi schimbă direcţiile (fig. 2.19).

	OCEANUL ATLANTIC		OCEANUL PACIFIC		OCEANUL INDIAN
1	Ecuatorial de Nord	1	Ecuatorial de Nord	1	Ecuatorial de Sud
2	Antilelor	2	Kuro Sivo	2	Madagascarului
3	Floridei	3	Pacificul de Nord	3	Mozambicului
4	Golfului (Gulfstream)	4	Alaskăi	4	Acelor
5	Azorelor	5	Californiei	5	Indian de Sud
6	Atlanticului de Nord	6	Kamceatkăi	6	Australiei de Vest
7	Irminger	7	Oja Sivo	7	Antarctic
8	Norvegiei	8	Ecuatorial de Sud		
9	Capului Nord	9	Australiei de Est		
10	Labradorului	10	Pacificul de Sud		
11	Groenlandei	11	Perului (Humboldt)		
12	Canarelor				
13	Ecuatorial de Sud				
14	Braziliei				
15	Benguelei				

Astfel, în emisfera nordică, din dreptul capului Hatteras, de unde curentul *ecuatorial de nord* ia numele de *Gulf-Stream*, acesta ia direcţia nord-est către ţărmurile Europei de Vest (insulară şi continentală). Curentul Gulf-Stream are o lăţime de 500 km, o viteză de deplasare de 10 km/h, afectează masa de apă până la o adâncime de 2 500 - 3 000 m, are temperatura de 20°-25°C, mai mare cu 6°-7 °C decât temperatura apelor străbătute şi un debit de 100 milioane m^3/sec, de o sută de ori mai mare decât debitul tuturor râurilor continentale.

Curentul Gulf-Stream se separă în mai multe ramuri secundare, curentul Irminger spre Islanda, curentul Norvegiei şi mai departe, cel al Capului Nord, ajungând în vestul insulelor Spitsbergen şi Novaia Zemlea. Consecinţele

Fig. 2.19. Curenții oceanici.

curentului Gulf-Stream pe ţărmurile Europei nord-vestice sunt deosebite prin atenuarea climei subpolare.

În compensare, în emisfera nordică a Ocenului Atlantic, din regiunile arctice (arhipelagurile canadiene şi Groenlanda), se formează curentul rece al Labradorului, care ajunge până în dreptul peninsulei Noua Scoţie. Întâlnirea curentului cald cu cel rece în dreptul insulei Terra Nova, determină aglomerări mari de peşti care beneficiază de o densitate mare a planctonului.

Curentul ecuatorial de sud din Oceanul Atlantic, prin acelaşi efect, ajungând la ţărmul Americii de Sud (capul San Roque), se bifurcă, o ramură formând contracurentul ecuatorial iar alta, mai importantă, spre sud-sud-est, numit *curentul Braziliei*, care în dreptul latitudinii de 45°S, la întâlnirea cu curentul rece al Antarcticei şi sub influenţa vânturilor de vest, este deviat spre coastele Africii sub denumirea de Curentul Benguelei.

În Oceanul Pacific schema se repetă într-o oarecare măsură. *Curentul ecuatorial de nord* care pleacă din dreptul Americii Centrale cu temperaturi de 25°C, ajunge pe ţărmurile arhipelagului Filipine, de unde îşi schimbă direcţia spre nord-est sub denumirea de *Kuro Shivo* (*curent cald* în japoneză). La rândul lui, acesta, în dreptul insulei japoneze Honshu, la întâlnirea cu curentul rece ce vine dinspre Kamciatka, numit *Oya Shivo* (*curent rece*), îşi schimbă direcţia spre est sub denumirea de *curentul nord-pacific*. În apropierea ţărmurilor Americii de Nord, se bifurcă în *curentul Alaskăi* spre nord şi *curentul Californiei* spre sud, care în dreptul Mexicului se comportă ca un curent rece.

În emisfera sudică a Oceanului Pacific, *curentul ecuatorial de sud*, care pleacă din apropierea arhipelagului Galapagos, are o direcţie est-vest până în dreptul arhipelagului Solomon, unde îşi schimbă direcţia spre sud, cunoscut sub denumirea de *curentul Australiei de Est*. Din dreptul insulei Tasmania, vânturile de vest îi imprimă o direcţie estică, care în dreptul Americii de sud urmăreşte ţărmul acesteia spre nord sub denumirea de *curentul Perului* (Humboldt), care este mai rece decât apele străbătute; această situaţie determină şi ariditatea coastei chiliene pe circa 1 000 km, atingând un maximum de ariditate în Atacama. Tot din *curentul ecuatorial de sud* al Pacificului, din dreptul arhipelagului Solomon, se desprinde *contracurentul ecuatorial de nord* al Pacificului.

În *Oceanul Indian*, circulaţia curenţilor este influenţată de circulaţia musonică a maselor de aer cu cele două direcţii în funcţie de sezon. În partea nordică a oceanului, datorită peninsulei India, nu se formează un circuit nord-ecuatorial ca în Oceanele Pacific şi Atlantic. Aici vom întâlni *curenţii musonici*, cu sensuri diferite, de la sud-sud-vest spre est-nord-est în timpul musonului de vară şi invers în sezonul rece, musonul de iarnă. În partea sudică a Oceanului Indian, se realizează *curentul ecuatorial de sud* cu direcţii est-vest, care în dreptul insulei Madagascar se bifurcă formând *contracurentul ecuatorial Indian*

cu direcţia vest-est şi *curentul Madagascarului* spre sud, care întâlnind *curentul Acelor* se îndreaptă spre est sub influenţa circulaţiei maselor de aer de vest, formând *curentul Oceanului Indian de Sud*. În dreptul Australiei de Vest, după ce s-a răcit la contactul cu *curentul circumantarctic*, se îndreaptă spre nord sub denumirea de *curentul Australiei de Vest*.

Curenţii de adâncime (termosalini) iau naştere între straturile de apă cu densităţi, salinităţi şi temperaturi diferite. Un astfel de curent a fost semnalat şi dimensionat de T. Cromwell (1951) în partea centrală a Oceanului Pacific, având o direcţie contrară *curentului ecuatorial de sud*, situat la 130 m adâncime, cu o lăţime de 400 km, viteza de 5-6 km/h pe o distanţă de 6 000 km. Acest curent de adâncime poartă denumirea de *curentul Cromwell*. Ulterior (1957-1958) s-a identificat sub curentul Gulf-Stream un contracurent de adâncime cu o viteză de 10 - 12 km/h (fig. 2.20, 2.21).

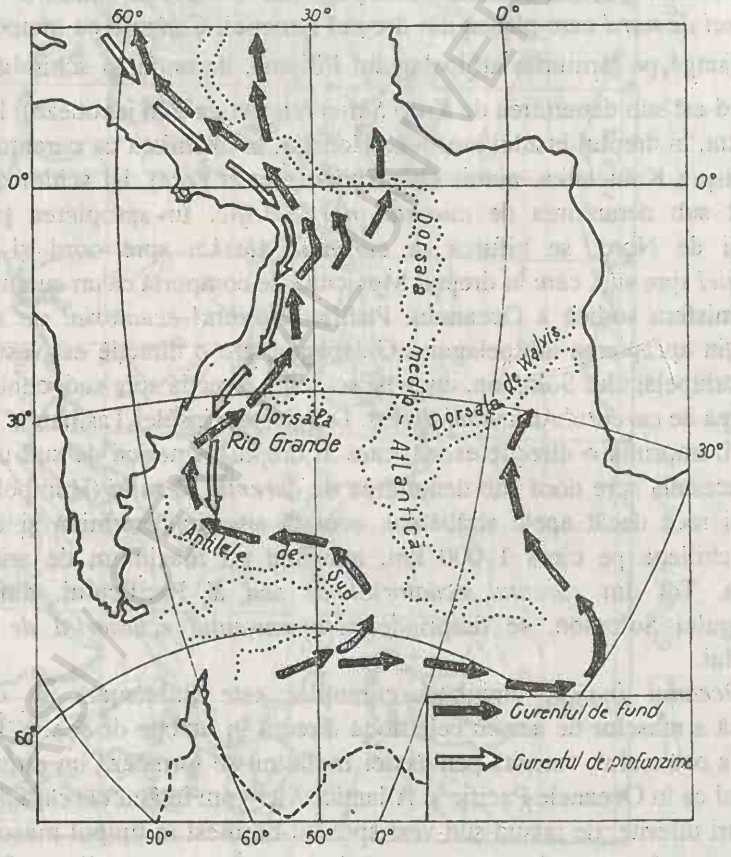


Fig. 2.20. Curentul de fund şi curentul de profunzime în Oceanul Atlantic de Sud. Rolul dorsalei Walvis (în principal, după Wüst, preluat din A. Guilcher).

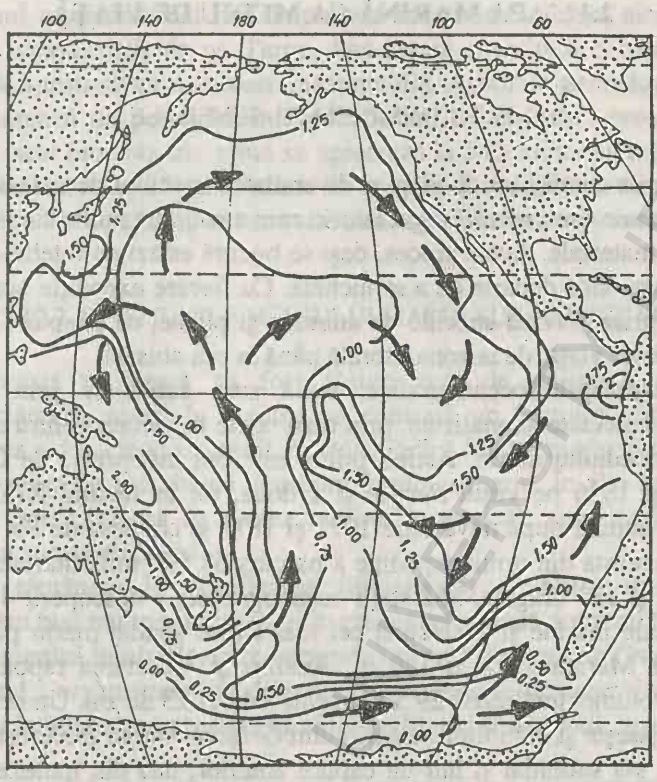


Fig. 2.21. Curentul de fund în Oceanul Pacific, după izotermele temperaturii potenţiale (după Pantilova, 1967, preluat din A. Builcher).

Curenţii verticali (ascendenţi şi descendenţi) se realizează prin schimbul de apă mai caldă şi mai uşoară şi celei mai reci şi mai grele.

Curenţii de compensare se realizează în condiţiile unor denivelări ale apelor, produse de vânturile regulate şi periodice care determină ridicarea unor ape mai reci la suprafaţă.

Când vântul dominant are direcţie paralelă cu ţărmul, datorită forţei Coriolis apele de la suprafaţă sunt deplasate spre larg, iar locul lor este luat de apele reci din adâncime, proces cunoscut sub denumirea de *upwelling*.

Curenţii de turbiditate sunt deplasări lente ale sedimentelor în suspensie de pe fundul platourilor şi câmpiilor abisale. Aceşti curenţi pot fi întâlniţi pe povârnişul continental ca urmare a şocurilor seismice sau în zona ţărmurilor în timpul furtunilor.

2.12. APA MARINĂ CA MEDIU DE VIAŢĂ

2.12.1. CONSIDERAŢII GENERALE

Cunoaşterea condiţiilor de viaţă şi diversitatea speciilor de animale şi plante din mediul marin are un îndelungat istoric care a solicitat multe sacrificii umane şi cheltuieli materiale. Acest proces, deşi se bucură astăzi de o tehnică modernă sofisticată, este încă departe de a se încheia. Cu fiecare expediţie oceanografică apar noi surprize privind speciile de animale şi plante, cu adaptări la cele mai grele condiţii de viaţă, de la zona litorală până la cea abisală.

Dintre expediţiile oceanografice, două sunt subliniate prin importanţa materialelor colectate şi analizate, prin rezultatele deosebite pentru cunoaşterea biologică a mediului marin. Astfel, prima este cea întreprinsă de Ch. Darwin între 1831 şi 1836 pe vasul *Beagle* şi a doua, tot în secolul XIX, expediţia *Challenger*, numită după navă între 1872 şi 1876 şi condusă de Sir C. Wyville Thomson. Această din urmă expediţie a parcurs 68 890 mile marine, a efectuat 492 sondaje şi 133 dragaje, 362 staţii oceanografice, a descoperit 4 700 specii noi de animale marine şi a efectuat cel mai adânc sondaj marin până la acea dată, în fosa Marianelor la 8 180 m. Analiza şi redactarea rapoartelor, care cuprind 50 volume, totalizând 29 500 pagini a durat 23 de ani. Un set din aceste rapoarte se găseşte şi la biblioteca Muzeului *Grigore Antipa* Bucureşti.

Aşa cum s-a subliniat şi într-un capitol anterior, una din ipotezele apariţiei vieţii este aceea că a apărut în mediul marin. În acest sens este util să menţionăm câteva proprietăţi ale apei marine favorabile dezvoltării vieţii.

Prima ar fi calitatea de soluţie tampon în sensul că rezistă la variaţii de stare alcalină sau acidă, *p*H-ul fiind uşor alcalin, de la 7,5 spre 8,4.

Transparenţa apei care permite pătrunderea luminii până la adâncimi apreciabile, uneori şi până la 200 m, favorizează procesele de fotosinteză şi deci dezvoltarea vieţii.

Capacitatea calorică mare, căldura latentă de evaporare, asigură un ecart mic de variaţie a temperaturii apei, deci o condiţie favorabilă dezvoltării organismelor marine.

La aceste trăsături se mai adaugă componentele chimice destul de variate, care formează compuşi ce asigură condiţii variate organismelor.

Presiunea creşte cu 1 atmosferă la fiecare 10 m ajungând la 1 000 atmosfere în fosele marine, ceea ce impune adaptări speciale ale organismelor profunduale şi o delimitare netă pe orizonturi.

Curenţii marini, mareele şi valurile asigură o deplasare a apei marine, constituind, de asemenea, o condiţie a circulaţiei sărurilor minerale, a resturilor organice, a dejecţiilor, ouălor, larvelor şi a unor forme adulte de animale.

Oceanul reprezintă cel mai important rezervor biologic, aici derulându-se 90% din istoria vieţii de pe Terra. Apa sărată constituie o bancă de gene şi reprezintă o resursă cu o valoare inestimabilă. Arborele genealogic al speciilor marine durează de peste 3,5 miliarde de ani de evoluţie, precedând apariţia vieţii pe uscat (aceasta din urmă se apreciază la 540 milioane ani). Din cele 33 de clase de animale, 15 sunt numai în oceane, 5 cuprind vieţuitoare marine în proporţie de 95 %, în timp ce numai o clasă aparţine exclusiv uscatului.

2.12.2. DIVIZIUNILE MEDIULUI MARIN SUB ASPECT BIOTIC

În această problemă au fost făcute zeci de diviziuni cu denumirile corespunzătoare, totuşi la acestea se constată un numitor comun şi anume delimitarea a două mari domenii, *bentolic*, adică fundul marin şi *pelagic*, care se referă la masa de apă situată deasupra fundului marin. În alte accepţiuni, zona pelagică este înţeleasă ca partea marină (oceanică), care nu are contact cu ţărmul, cu substratul solid.

Dacă rămânem la clasificarea (diviziunea) amintită, atunci putem să identificăm mai multe subdiviziuni în cadrul celor două domenii (fig. 2.22).

În **domeniul bentoltic**, care cuprinde întregul fund marin (înterfaţa apă/fund continental), organismele se diferenţiază în funcţie de adâncime, fapt care a condus şi la împărţirea acestuia în *sistemul litoral* şi *sistemul de mare adâncă*.

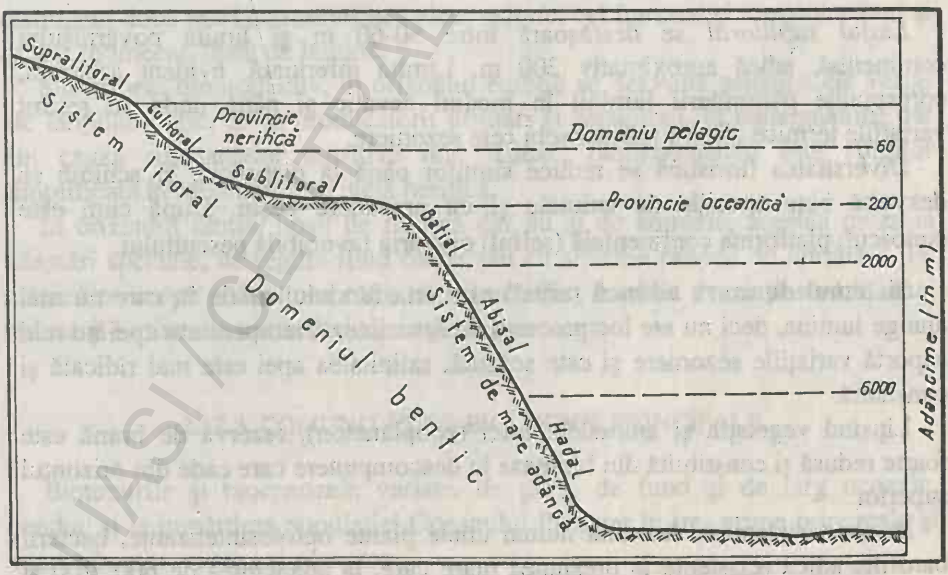


Fig. 2.22. Diviziunile mediului marin.

Sistemul litoral (fital) care corespunde fundului marin de la ţărm până la limita povârnişului continental, deci a platformei continentale (şelf), se caracterizează printr-o bogăţie de specii vegetale şi animale, circa 99 % din biodiversitatea bentolitică marină. Varietatea faciesurilor litologice, hrana abundentă oferită de planctonul neritic, vegetaţia luxuriantă, aportul de pe uscat, dar şi agitaţia permanentă a apei prin valuri şi curenţi, determină o mare complexitate biocenotică care impune o subîmpărţire a sistemului litoral în câteva etaje şi anume: *supralitoral, eulitoral* şi *sublitoral.*

Etajul supralitoral cuprinde zona între limita maximă a umectării litorale şi limita mareei înalte (flux marin).

Organismele din acest etaj prezintă adaptări la mediul umed/uscat temporar, la deferlarea valurilor şi chiar a furtunilor cu nisip. Aceste condiţii determină talia mică a organismelor (gasteropode, amphipode) fixate pe stânci sau plaje, licheni etc.

Etajul eulitoral cuprinde zona de fund dintre limita mareei înalte şi adâncimea de 50-60 m. Limita inferioară este dată de adâncimea la care se pot dezvolta plantele fixate de fund (substrat), reprezentate prin alge, iarba de mare (zostera). Speciile de animale trebuie să prezinte adaptări ca şi cele din etajul supralitoral, deoarece şi aici are loc o agitaţie a apei generată de curenţi şi mareele joase. Printre organismele caracterisice se menţionează tot cele cu talie mică, cum ar fi spongierii, briozoarele, ascidiile, gasteropodele, ciripedele etc. care se fixează de fundul puţin înclinat.

Etajul sublitoral se desfăşoară între 50-60 m şi limita povârnişului continental, adică aproximativ 200 m. Limita inferioară, evident arbitrară, corespunde pătrunderii luminii în mediul acvatic şi până unde se resimt variaţiile termice zilnice şi îndeosebi cele sezoniere.

Diversitatea floristică se reduce simţitor până la dispariţie, în schimb se dezvoltă bine speciile de animale şi cu precădere peştii. După cum este cunoscut, platforma continentală (şelful) este aria favorabilă pescuitului.

Sistemul de mare adâncă (afital) este aria fundului marin în care nu mai ajunge lumina, deci nu are loc procesul de fotozinteză, temperatura apei nu mai suportă variaţiile sezoniere şi este scăzută, salinitatea apei este mai ridicată şi constantă.

Lipsind vegetaţia şi animalele mici (zooplancton), rezerva de hrană este foarte redusă şi constituită din biomasa în descompunere care cade din orizontul superior.

În acest sistem se dezvoltă numai unele plante nefotosintetizante, bacterii barofile, adică rezistente la presiunea mare care, la adâncimea de 600, 700 şi 800 m ajunge la 600, 700 şi respectiv 800 atmosfere.

Şi în acest sistem se disting trei etaje şi anume: *batial*, care ocupă povârnişul continental, deci între 200 - 2 000 m; *abisal* între 2 000 - 6 000 (7 000) m, ocupând câmpia abisală, platourile, guyot-urile; *hadal* sau *ultraabisal* care revine foselor marine.

În domeniul pelagic care reperzintă masa de apă oceanică, se disting două provincii şi anume, *neritică* şi *oceanică propriu-zisă*.

Provincia neritică cuprinde masa de apă de la ţărm şi până la limita povârnişului continental, adică de deasupra şelfului. În această provincie, datorită influenţelor continentale, respectiv apele fluviatile care modifică salinitatea şi chiar temperatura, curenţii litorali, valurile şi mişcările termodinamice, crează condiţii de oxigenare şi dezvoltare a planctonului, ca urmare a cantităţilor mari de nutrienţi. Toate acestea conduc la dezvoltarea unei faune abundente din care peştii şi alte organisme constituie imporatnte resurse biologice exploatabile.

Provincia oceanică reprezintă domeniul extins al oceanelor şi mărilor şi se caracterizează printr-o independenţă totală faţă de influenţele continentale. Aici se resimt influenţele regimului climatic al masei de aer care sunt funcţie de latitudine, influenţele curenţilor marini (reci şi calzi) care produc schimbări importante în caracteristicile masei de apă, azonale faţă de zona geografică.

Pătrunderea luminii care asigură şi procesul de fotosinteză, pe adâncimi variabile, dar nu mai mult de 200 - 300 m, face ca şi în această provincie să distingem două mari orizonturi acvatice, *eufotic*, cel luminat şi fotosintetizant şi *afotic*, întunecat, lipsit de lumină.

Sub aspect bioproductiv, în orizontul eufotic se dezvoltă principalele verigi ale lanţului trofic, de la producătorii primari şi secundari, la consumatori, dar din cauza substanţelor nutritive mai reduse, biodiversitatea este simţitor simplificată în raport cu provincia neritică.

În orizontul afotic, lipsit de lumină dar nu şi de animale, acestea prezintă adaptări speciale, de regulă fiind oarbe sau cu sisteme proprii de luminare. Pe măsură ce creşte adâncimea către abisul oceanic, formele de viaţă sunt tot mai reduse şi limitate la bacterii şi altele puţin cunoscute.

2.12.3. COMUNITĂŢILE BIOLOGICE PRINCIPALE

Biotopurile şi biocenozele variate, de ţărm, de fund şi de larg oceanic, conduc şi la împărţirea populaţiei Oceanului Planetar în trei grupe principale şi anume *bentos*, *necton* şi *plancton*.

Bentosul, denumire provenită din limba greacă ce înseamnă adâncime (abenthos), în contextul vieţuitoarelor reprezintă totalitatea organismelor

dezvoltate pe fundul marin şi a cărei diversitate şi bogăţie populaţională descreşte pe măsură ce creşte adâncimea. Dacă revenim la împărţirea biotică făcută anterior, bentosul din sistemul litoral este bine reprezentat acoperind circa 99 % din animalele marine. Datorită condiţiilor fizico-chimice, bentosul şi îndeosebi zoobentosul, prezintă adaptări *euritermice* şi *eurihaline*. De asemenea, în funcţie de adâncime, se distinge un bentos fital (iubitor de lumină) şi unul afital (iubitor de întuneric), cu adaptările corespunzătoare.

Bentosul constituie sursa de hrană a peştilor în primul rând, iar prin descompunere sedimentul rezultat de pe fundul marin este studiat sub aspect geologic (paleogeografic şi stratigrafic). Dintre principalele organisme componente ale bentosului se menţionează spongierii, coralii, crinoidele, algele, arheociatidele, blastoideele, toate fixate, anelide, lamelibranchiate, gasteropode, crustacee, trilobiţi, gigantostracee, carpoidee, puţin mobile. Dintre acestea, cele mai căutate ca hrană de animalele superioare şi chiar de către om sunt algele, stridiile, echinodermele etc.

Nectonul este ansamblul de organisme pelagice care înnoată activ în masa apei prin mijloace proprii, termenul provenind din grecescul *nektos* (înnotător). Dintre cele mai reprezentative grupuri de animale (aici nu intră specii de plante) menţionăm peştii, cefalopode (moluşte marine ca nautilul, sepia, caracatiţa), cetaceele (mamifere acvatice cu corpul pisciform şi membrele anterioare transformate în lopeţi, balenele, caşaloţii, delfinii).

Datorită mobilităţii, nectonul are o arie mare de răspândire pe oceane şi mări şi coboară temporar şi la adâncimi de 1 000 m (ex. balenele), fapt ce conduce la aprecierea că această categorie controlează producţia planctonului. Resturile organice ale nectonului cad la fundul oceanului, constituind materialul pentru descompunători (ex. bacteriile).

Planctonul, din grecescul *plankton* (rătăcitor), reprezintă ansamblul de organisme microscopice şi parţial macroscopice, care în cea mai mare parte n-au mijloace proprii de locomoţie şi sunt purtate de valuri şi curenţi, în general plutind în orizontul marin eufotic. Consituit din *fitoplancton* (organisme vegetale) şi *zooplancton* (organisme animale), planctonul cuprinde cea mai mare parte din organismele mediului marin şi constituie hrana grupurilor superioare de animale (spre exemplu, balenele se hrănesc numai cu plancton).

Evident că domeniul de producere al planctonului (îndeosebi fitoplanctonul) este strâns legat de orizontul eufotic, unde are loc procesul de fotosinteză.

Fitoplanctonul, cea mai importantă şi primară formă de viaţă din mediul marin, prin fotosinteză transformă apa şi dioxidul de carbon în materie organică, baza lanţului trofic din ocean. Ritmul de creştere al fitoplanctonului este foarte mare, în unele cazuri la şase diviziuni celulare pe zi. Datorită acestei capacităţi, în prezenţa unor cantităţi mari de nutrienţi (fosfaţi şi azotaţi), unele alge verzi şi

albastre se dezvoltă în exces, fenomen numit *înflorirea apei* corespunzător fazei de eutrofizare accelerată şi care constituie o boală a apelor deoarece distruge, prin privarea de oxigen a altor asociaţii vegetale, macrofitele din mediul acvatic.

Zooplanctonul constituie o categorie de organisme marine care se împarte în *holoplancton* (plancton permanent) adică organisme care se comportă ca atare în tot ciclul vieţii şi *meroplancton* (plancton temporar), respectiv fazele larvare ale unor organisme. Zooplanctonul reprezintă o verigă importantă în lanţul trofic deoarece consumă fitoplanctonul, iar el, zooplanctonul, este consumat mai uşor de organismele superioare.

Dintre grupele zooplanctonice mai importante menţionăm protozoarele din ordinele Foraminifera şi Radiolaria care prin cochiliile depuse (calcaroase şi silicioase) în sedimentele de pe fund, furnizează informaţii despre condiţiile de mediu ale unor perioade geologice. Alte grupe de protozoare care constituie sursa de hrană a organismelor mici din sedimente sunt ciliatele şi infuzorii.

2.12.4. RECIFELE DE CORALI

Formaţiunile coraligene sau recifele de corali reprezintă unul din mediile de viaţă oceanice cele mai interesante, care au constituie obiectul unor importante cercetări. Formaţiunile coraligene sunt rezultatul construcţiilor de corali *hermatipici* (madrepori) în simbioză cu algele verzi şi roşii. Coralii sunt caracterizaţi prin schelete calcaroase ce cresc mereu în înălţime pe propriile lor socluri. Înmulţirea asexuată dă naştere la colonii ale căror indivizi rămân legaţi între ei.

Condiţiile apariţiei şi menţinerii recifelor sunt, aşa cum sublinia O.Dragastan (1982), *strict invariabile*: temperatura în jur de 23°-25°C (18°-36°C limite extreme); adâncime între 0 şi 50 m (limita extremă 600 m); salinitate în jur de 35 ‰ (limite extreme 27 - 40 ‰); pH variabil diurn, respec-tiv 7,8 noaptea şi 8,9 ziua; turbulenţă scăzută până la medie şi ape oxigenate care pot să atingă saturaţii până la 250 ‰ . Aceste condiţii se întrunesc numai în limitele apelor tropicale, inclusiv cele ecuatoriale (30° lat. nordică şi 25° lat. sudică) şi acoperă circa 190 milioane km^2 din suprafaţa oceanelor Pacific, Indian şi Atlantic. Se cunosc şi unele excepţii de la condiţiile menţionate, în sensul că unele genuri de corali trăiesc şi la 69° lat. nordică, la adâncimi de 350 - 500 m şi la temperaturi de 6°- 7°C.

Unele specii de corali, tot din ordinul Madreporia, trăiesc şi la 2 200 m adâncime; în ambele situaţii aceşti corali nu formează insule sau recife.

Sub aspect morfogenetic, recifele sunt de patru tipuri:

– *recife litorale* (recife franj) se dezvoltă pe şelf, în lungul ţărmului continental sau insular, atingând lăţimi maxime în dreptul promontoriilor (Marea Roşie, Golful Persic);

– *recife - barieră*, tot în lungul ţărmului continental sau insular, dar la distanţă de 2 - 16 km, fiind separate de un spaţiu acvatic de tip lagunar; lăţimea recifelor-barieră este de la câteva zeci de metri, la zeci de km (Marea Barieră de Corali Australiană, lungă de 2 400 km şi lată de 50 - 150 km);

– *atolii*, recife izolate, de formă circulară sau ovală, întrerupte de *portiţe*, cuprinzând în mijloc o lagună (lagoon), cu adâncimi de 40 - 50 m (în mările Indoneziei, Java, Moluce, Banda, în Oceanul Indian, Marea Caraibilor, în Oceanul Pacific cei mai mulţi); cel mai mare atol este Christmas din arhipelagul Liné, Oceanul Pacific cu 477 km^2 şi 260 km perimetru; în multe situaţii, formaţiunile coraligene de tipul atol folosesc ca suport insulele vulcanice submerse, cazuri semnalate de Ch. Darwin;

– *recife de platformă*, se dezvoltă pe platourile continentale marine cu adâncimi mici; au forme ovale şi lungimi de până la 150 km (Oceanul Atlantic, platoul Bahamas, Florida şi Bermude).

Ritmul de creştere al coloniilor de corali variază după autor, totuşi ca limite se pot menţiona 1,5 - 3 cm/an. Ch. Darwin, care s-a ocupat de această problemă coraligenă, aprecia că recifele actuale au o vârstă de 20 000 - 30 000 ani şi continuă să se dezvolte şi astăzi. Prin metodele moderne de datare s-a stabilit, pe baza scheletului calcaros al atolilor din arhipelagul Cook - Oceanul Pacific, că vârsta ar fi de 14 - 22 milioane ani (Miocenul mijlociu). În alte investigaţii făcute pe calcare coraligene groase de 1 000 - 1 200 m din unele insule ale Oceanului Pacific, s-a ajuns la concluzia că începuturile acestora ar fi în Terţiarul timpuriu; alte cercetări situează începutul formării insulelor coraligene în Holocenul superior, deci cu 2 000 - 4 000 ani înaintea erei noastre.

Recifele de corali conţin cea mai mare densitate de specii caracteristice din ocean. Dezvoltate în ape sărace în hrană, aceste ecosisteme de coastă depind de propria lor *supă* complexă, din care se reciclează substanţele nutritive.

Cea mai mare diversitate coraligenă se întâlneşte în Asia de sud-est, după care urmează Marea Caraibilor.

2.12.5. LANŢUL TROFIC DIN APA MARINĂ

Formele de viaţă din mediul marin, aşa cum s-a subliniat, sunt extrem de diverse şi încă puţin cunoscute. De la formele planctonice la cele superioare (mamifere), există o strânsă interdependenţă în aşa numitul *lanţ trofic*.

Prin lanţ trofic sau ciclu trofic se înţelege ciclul de hrănire care presupune materie şi energie preluată din mediul respectiv (în cazul de faţă cel marin).

Ciclul trofic începe cu producerea materiei organice de către fitoplancton prin procesul fotosintezei. Fitoplanctonul este consumat de zooplanctonul erbivor, care şi acesta la rândul lui, constituie hrana unor organisme superioare, de exemplu sardelele; acestea din urmă sunt consumate de ton (peşte teleostean, răpitor, lung de 4 - 5 m şi greutate de 500 - 600 kg, Thunnus thynnus).

Cantitativ, se apreciază că 1 000 kg de fitoplancton constituie hrana pentru 100 kg ierbivore şi acestea hrana pentru 10 kg de carnivore, până aici procesul având loc prin filtrare. Biomasa de 10 kg serveşte pentru un predator de 1 kg. Acest ciclu trofic se poate reprezenta printr-o piramidă, iar relaţiile printr-un model (fig. 2.23).

2.13. RESURSELE OCEANULUI PLANETAR

Prin investigaţiile din ultimul secol, în mări şi oceane s-au pus în evidenţă, pe lângă resursele biologice cunoscute şi exploatate încă din antichitate prin pescuit, numeroase substanţe minerale utile, hidrocarburi, care în ultimele decenii sunt exploatate, cu deosebire petrol şi gaze naturale. De asemenea, energia produsă de valuri şi maree, deşi valorificată sporadic, va constitui în perspectivă o sursă importantă pentru societatea umană.

Resursele de hidrocarburi. Teoria plăcilor tectonice a impulsionat concepţia acumulării hidrocarburilor şi metodologia prospectării unităţilor structurale susceptibile de înmagazinarea acestora. Astfel, s-a ajuns la concluzia că rezervoarele de hidrocarburi se pot întâlni în ariile de convergenţă şi de divergenţă a plăcilor tectonice.

Acumulările de hidrocarburi au loc în mediul marin, acolo unde, după perioade de dezvoltare intensă a materiei organice, în special cea planctonică, dacă urmează un mediu euxinic (lipsă de oxigen), are loc descompunerea hidraţilor de carbon şi formarea hidrocarburilor.

În cazul plăcilor tectonice convergente, fosele şi bazinele marginale devin medii euxinice şi, sub influenţa factorilor tectonici şi termici, este favorizată acumularea hidrocarburilor sub formă de capcane care constituie arii de mare perspectivă.

În situaţia plăcilor divergente se pot realiza atât mări închise de timpuriu (Marea Roşie), cât şi arii oceanice deschise în care formaţiunilor organogene şi sarea sunt fosilizate şi transformate în aceleaşi condiţii în hidrocarburi.

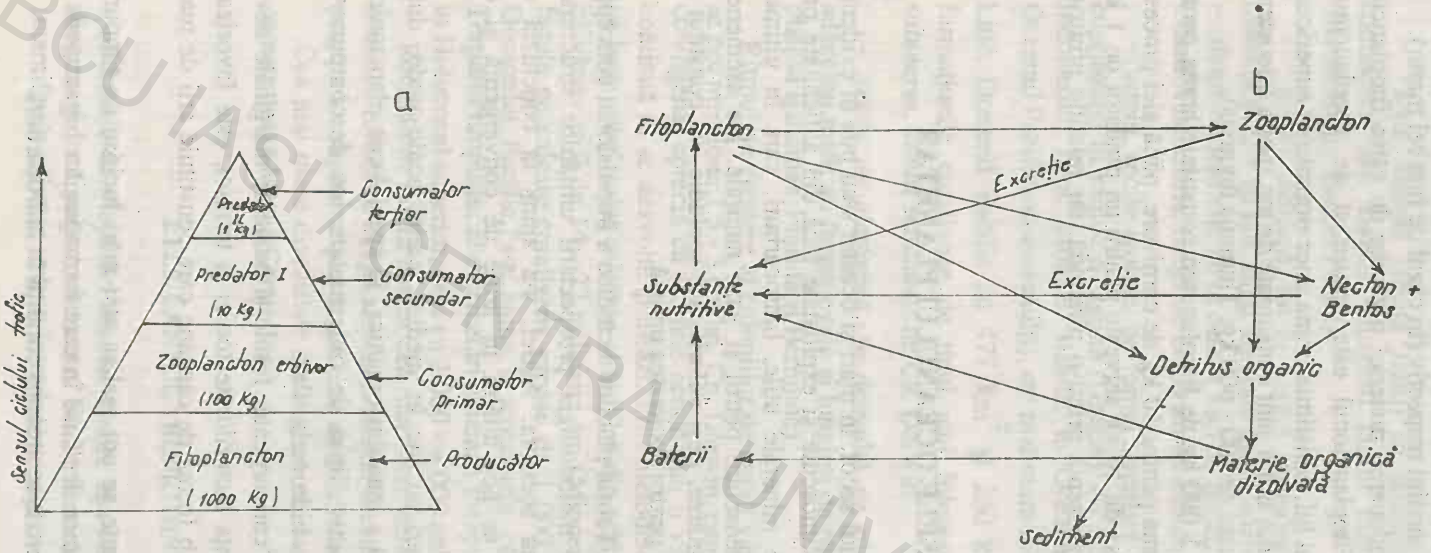


Fig. 2.23. Ciclul trofic - nivele trofice (a), relațiile dintre unele componente (b).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În prezent, dificultăţile tehnice de foraj limitează prospectarea şi exploatarea zăcămintelor de petrol şi gaze doar la platforma continentală. Ariile marine în care are loc prospectarea şi exploatarea acestora sunt în prezent pe coastele Venezuelei, Mexicului, S.U.A., Arabiei Saudite, Iranului, Emiratelor Arabe, Nigeriei, Australiei, Malayeziei, Indoneziei, Marea Nordului, iar mai recent Marea Neagră. Se apreciază că domeniul marin deţine peste o treime din rezervele mondiale de petrol.

Sărurile minerale. În compoziţia sărurilor minerale se găsesc fier, mangan, zinc, plumb, cupru, aur, argint şi sunt estimate astfel în *saramurile fierbinţi* (hot briens): 64 % fier, 36,5 % mangan, 20 % zinc, 4,5 % cupru şi 295 g/tonă argint şi 5,6 g/tonă aur.

Nodulii polimetalici. În timpul expediţiei *Challenger* cu peste o sută de ani în urmă au fost descoperite pe fundul marin de la 50 m la 8 000 m adâncime, identificându-se până în prezent 500 arii exploatabile cu un conţinut mediu de 1 200 tone/km^2. În aceşti noduli polimetalici se întâlnesc 42 elemente dintre care manganul, fierul, nichelul, cobaltul şi cupru sunt în procente semnificative.

Rezervele de noduli polimetalici sunt apreciate la circa 40 miliarde tone (rezerve cunoscute) şi la circa 600 miliarde tone (estimate); numai în fosa Atlantis II sunt apreciate la 50 milioane tone.

Resursele biologice. Deşi când vorbim de resursele biologice ale Oceanului Planetar ne gândim imediat la resursa piscicolă, deoarece aceasta a fost folosită ca hrană de către om din cele mai vechi timpuri, gama acestora este mult mai mare, plecând de la fitoplanctonul microscopic şi până la reprezentantul gigantic al vieţii marine, balena. Dacă apelăm la statistici mai recente (1988), constatăm că pescuitul marin acoperea 16 % din consumul mondial de proteine animale şi în mod cu totul deosebit, peştele. Din tabelul 2.5 se remarcă faptul că pentru ţările în curs de dezvoltare din Asia şi Africa, peştele reprezintă între 21 şi 28 % din alimentaţia umană (80 milioane tone).

Tabelul 2.5

Ponderea consumului de peşte în 1988[x)]

Regiunea	Ponderea în consum (%)
America de Nord	6,6
Europa Occidentală	9,7
Africa	21,1
America Latină şi zona Caraibelor	8,2
Orientul Apropiat	7,8
Orientul Îndepărtat	27,8
Ţările cu economie centralizată din Asia Centrală	21,7
Media mondială	16

x) U.N. Food and Agriculture Organization (FAO), Marine Fisheries and Law of the Sea, Roma, 1993

Creşterea numărului de pescari şi perfecţionarea echipamentului au început să pună în pericol specii mai prolifice şi mai numeroase. Au dispărut o serie de mamifere marine ca: vaca de mare, foca-călugăr caraibiană, nurca de mare şi balena gri atlantică. Alte specii sunt în pericol, la limita dispariţiei, precum o serie de specii de balene (albastră, dreaptă, cu capul înclinat, cu cocoaşă, cu aripioare, sei), leul din Marea Nordului, foca cu blană *Juan Fernandez*, foca-călugăr hawaiană. Unele dintre animale în pericol de dispariţie sunt ocrotite prin acorduri internaţionale ca balena gri din Pacific, dugongul, foca cu blană din Galapagos, foca antarctică cu blană.

Într-un studiu efectuat de FAO se apreciază că în cele 17 zone principale de pescuit din lume au fost atinse şi depăşite limitele naturale de refacere a stocului, iar în 9 dintre ele stocul se află în declin grav.

Dacă se va proceda la o bună gospodărire a fondului de pescuit şi se va reduce poluarea mediului marin, s-ar putea asigura o cantitate de peşte de 100 milioane tone/an, mai mult cu 20 milioane tone decât cele pescuite în 1992.

În aceste sens, la întâlnirea de la vârf din 1992 la Rio de Janeiro, s-au inclus în Agenda 21 şi prevederi privind pescuitul oceanic.

2.14. POLUAREA MEDIULUI MARIN

În adoptarea unei strategii în problema reducerii poluării marine, trebuie să se ia în considerare zona de coastă, care este pe de o parte cea mai productivă din punct de vedere biologic, iar pe de altă parte cea mai poluată. Peste 70 % din poluarea mediului marin provine din activităţile desfăşurate de om pe uscat, atât prin intermediul râurilor, cât şi prin activităţile directe de pe zona de coastă.

Reziduurile nutritive ajunse în zona de coastă provin din apele menajere orăşeneşti. Peste o treime din substanţele care poluează mediul acvatic provine din emanaţiile gazoase care se depun pe suprafaţa apei şi care conţin metale grele, substanţe organice volatile.

La aceste căi de poluare trebuie să mai menţionăm depozitarea până nu demult a reziduurilor radioactive şi toxice, a forajelor şi exploatărilor de petrol şi gaze, a minerităului marin, cât şi a accidentelor şi scurgerilor din traficul maritim.

Toate aceste căi de poluare afectează direct prin contaminare şi reducere fondul genetic marin, distrugând habitatele respective.

Prin Agenda 21, adoptată de summit-ul asupra Terrei la Rio de Janeiro, în 1992, s-a cerut luarea de măsuri urgente pentru protejarea apelor costiere şi de larg.

Un instrument de implementare a programelor este şi Global Enviroment Facility (GEF) suportat financiar de Banca Mondială. Un subprogram corespunzător GEF se derulează şi în bazinul Mării Negre, puternic afectat de

poluarea autohtonă (*in situ*) şi de cea alohtonă (prin reţeaua hidrografică tributară).

2.15. MAREA NEAGRĂ

2.15.1. POZIŢIE GEOGRAFICĂ, ELEMENTE MORFOMETRICE

Poziţia geografică. Prin coordonatele sale geografice (40°55′ şi 46°32′ latitudine nordică, 27°42′ şi 41°42′ longitudine estică) o situează în emisfera nordică, zonă temperată, iar prin legătura limitată cu Oceanul Planetar şi amplasată în interiorul continentului european, o putem considera ca o mare continentală.

Legătura cu Marea Mediterană se face prin strâmtoarea Bosfor, Marea Marmara, strâmtoarea Dardanele şi mai departe Marea Egee presărată cu numeroase insule.

Principalele elemente morfometrice. Suprafaţa acvatoriului marin este de 413 490 km^2. Dacă se include şi suprafaţa Mării Azov, de 38 000 km^2, cum se întâlneşte în multe studii, evident că suprafaţa se măreşte corespunzător.

Adâncimea maximă este de 2 245 m, iar după alte surse 2 212 m şi se găseşte în partea central-sudică pe un profil ce ar uni, aproximativ, oraşele Ialta din peninsula Crimeea (Ukraina) şi Sinop din peninsula Asia Mică (Turcia). Adâncimea medie este de 1 288 m (după alte surse 1 278 m).

Volumul de apă la nivelul normal este apreciat la 529 955 km^3, iar după alte surse 538 124 km^3.

Lungimea maximă de la vest spre est este de 1 150 km, între porturile Burgas (Bulgaria) şi Batumi (Georgia); lăţimea maximă între golful Odessa (Ukraina) şi gura râului Sakarya (Turcia) este de 600 km, iar cea minimă între peninsula Ialta şi Capul Burun este de 300 km. Peninsula Crimeea în nord şi Capul Burun în sud împart bazinul Mării Negre în două compartimente, vestic şi estic, care influenţează şi individualizează circulaţia curenţilor marini.

Lungimea ţărmului (interfaţa uscat-apă) este de 4 790 km (fără ţărmul Mării Azov) şi este repartizat, în cadrul ţărilor riverane, astfel: Ukraina 2 007 km; Federaţia Rusă 500 km; Georgia 310 km (inclusiv ţărmul Republicii autonome Abhază); Turcia 1 350 km; Bulgaria 378 km; România 245 km.

Bazinul hidrografic al Mării Negre (inclusiv al Mării Azov), se estimează la 2 863 119 km^2. Dacă se exclude suprafaţa celor două mări, suprafaţa efectivă drenată de Marea Neagră şi Marea Azov este de 2 402 119 km^2. Din această suprafaţă efectivă de drenaj (2 402 119 km^2), Dunărea prin cei 817 000 km^2 ocupă 34%, după care urmează în ordinea mărimii Nipru (Dnepr) cu 504 000 km^2 (21 %), Don cu 422 000 km^2 (17,6 %), Kîzîl Irmak cu 77 100 km^2 (3,2 %), Nistru (Dnestr) cu 72 100 km^2 (3,0 %), Bugul de Sud cu 63 700 km^2 (2,6 %), cei mai importanţi afluenţi care însumează 80,9 % (fig. 2.24).

În privinţa ariei de cuprindere a celor 21 de state în bazinul hidrografic al Mării Negre, se remarcă faptul că Federaţia Rusă şi Ukraina deţin aproape 49%, după care urmează Turcia cu 10,7 % şi România cu 9,98 %. Cât priveşte teritoriul ţărilor respective, în raport cu acelaşi bazin hidrografic, constatăm că România, Republica Moldova şi Ungaria intră în totalitate în limitele acestuia, după care urmează Ukraina (98 %), Austria (97,4 %), Slovacia (96,3 %), Bosnia - Herţegovina (91 %), Iugoslavia (87,1 %) ş.a., (tab. 2.6).

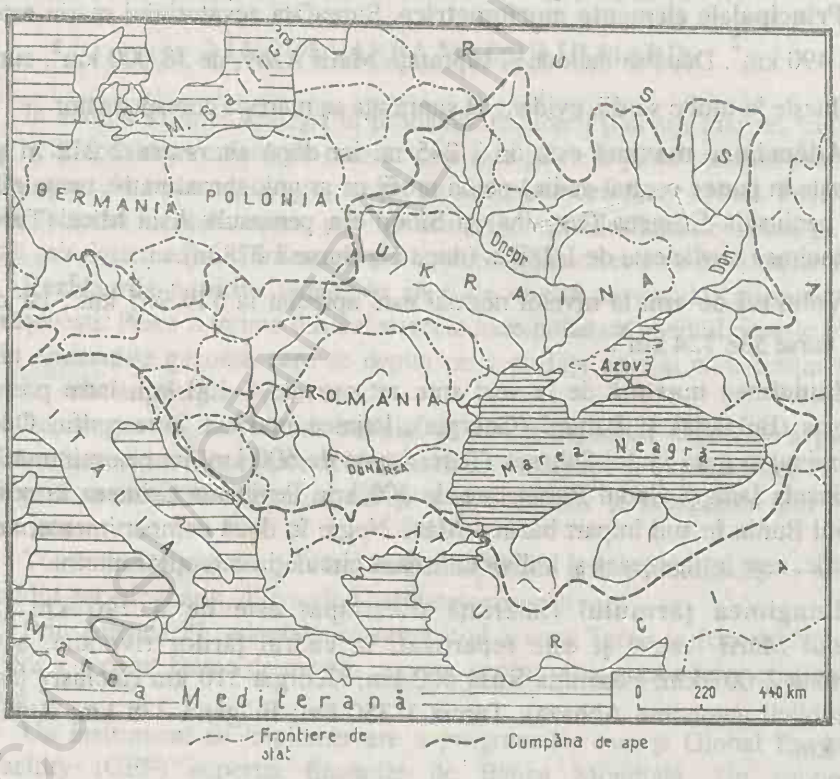


Fig. 2.24. Bazinul hidrografic al Mării Negre.

Tabelul 2.6

Bazinul hidrografic al Mării Negre (repartiţie pe ţări)

Nr. crt.	ŢARA	SUPRAFEŢE ŞI PROCENTE			
		Suprafeţe (km²)		%	
		Ale ţării	Ale bazinului aferent	Din suprafaţa bazinului total	Din suprafaţa ţării
1.	Federaţia Rusă	17075400	578125	24,07	3,4
2.	Ukraina	603700	591550	24,62	98,0
3.	Belarus	207600	118350	4,92	57,0
4.	Polonia	312677	352	0,01	0,11
5.	Republica Moldova	33700	33700	1,40	100,0
6.	Slovacia	49036	47326	1,97	96,3
7.	Cehia	78864	21200	0,88	26,9
8.	Germania	356945	56400	2,35	15,8
9.	Elveţia	41288	1640	0,07	4,0
10.	Italia	301252	184	< 0,01	0,06
11.	Austria	83853	81681	3,40	97,4
12.	Ungaria	93030	93030	3,87	100,0
13.	Slovenia	20251	15400	0,64	76,0
14.	Croaţia	56538	31400	1,31	55,5
15.	Bosnia-Herţegovina	51129	46529	1,94	91,0
16.	Albania	28748	160	< 0,01	0,55
17.	R.F. Iugoslavia	102173	88967	3,70	87,1
18.	Bulgaria	110912	60625	2,52	54,7
19.	Turcia	779452	257500	10,72	33,0
20.	Georgia	69700	40500	2,90	58,1
21.	România	237500	237500	9,89	100,0
	TOTAL		2402119		

Cea mai mare parte a bazinului hidrografic este situat în Europa de Est şi Centrală, sub influenţa unui climat temperat continental, în care precipitaţiile sunt în medie între 400 - 700 mm/an cu excepţia spaţiului carpatic unde media este mai ridicată.

Evident, Dunărea în cursul superior şi mijlociu, cu râurile ce drenează spaţiul muntos alpin şi dinaric datorită influenţei climatului temperat oceanic, beneficiază de precipitaţii mai semnificative, fapt ce se reflectă şi în debitele de apă, respectiv în modulul scurgerii lichide.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2.15.2. GENEZA ŞI EVOLUŢIA DEPRESIUNII MARINE

Despre vârsta depresiunii Mării Negre au fost emise mai multe ipoteze, printre care menţionăm pe cea a lui Melanovski (1967), care presupune că s-a format în Precambrian; a lui Neprochnov şi colab. (1967) care o datează în Paleozoic, a lui Brinkmann (1974) ce o situează în Mezozoicul mediu-superior, a lui Biju-Duval şi colab. (1977), care afirmă că s-a format în Berriasian (Mezozoic superior); a lui Muratov şi Neprochnov (1967), care revin şi o situează în Paleogen-Neogen (Neozoic inferior şi mediu) şi, în sfârşit, a lui Nelivkin (1960), care afirmă că s-a format în Cuaternar.

În urma datelor obţinute din forajele efectuate în zonele povârnişului continental şi abisal din Marea Neagră şi Marea Mediterană, se afirmă că cele două depresiuni marine au fost prinse între două platforme epiproterozoice (Est Europeană şi Africano-Arabă) care au făcut parte din Marea Tethys, astăzi resturi ale acesteia, izolate prin evoluţia paleogeografică ulterioară.

Din datele geologice şi geografice asupra Mării Negre şi zonele înconjurătoare rezultă existenţa unei mase continentale în timpul Paleozoicului, în sensul unor structuri de tip caucazian şi anatolian care se prelungesc submers sugerând că în Mezozoic şi Neozoic acest spaţiu a fost supus unor presiuni pe direcţia nord-sud.

De asemenea, lipsa stratului granitic şi subţierea crustei terestre la 18-24 km în zona centrală a Mării Negre şi depunerea sedimentelor direct pe stratul bazaltic, indică nu o compresiune aşa cum s-a menţionat mai sus, ci o distensiune. Acest fapt s-ar explica printr-un proces de eroziune subcrustală şi subaeriană.

Evoluţia bazinului marin în Cuaternar, timp de 600 000 ani s-a caracterizat prin perioade când comunica cu Marea Mediterană şi perioade când se întrerupea legătura. În aceste condiţii, apele marine erau când sărate când salmastre sau dulci, cu repercursiuni asupra faunei.

În ceea ce priveşte structura litologică a fundului marin, potrivit forajelor din ultimii 30 ani se constată, aşa cum s-a menţionat, prezenţa stratului bazaltic în zona abisală peste care sunt depuse sedimente neconsolidate, care spre margine sunt dispuse pe granite. Sub stratul bazaltic se găseşte partea superioară a mantalei. Rata depunerii sedimentelor în partea central-bazaltică a fost apreciată la 15 cm/1 000 ani (fig. 2.25).

2.15.3. CARACTERISTICILE MORFOSTRUCTURALE

Configuraţia morfobatimetrică permite identificarea principalelor unităţi morfostructurale care caracterizează cele mai multe bazine marine de tip tectonic. Astfel, de la ţărm spre centrul Mării Negre distigem (fig. 2.26):

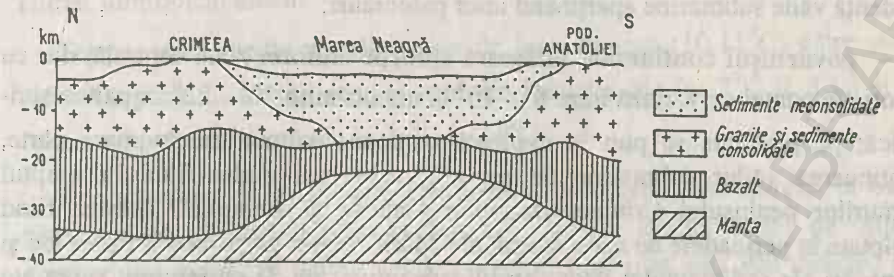


Fig. 2.25. Structura litologică a fundului Mării Negre (după S.J. Subbotin şi colab. 1968, din lucrarea P. Neprocnov, 1968).

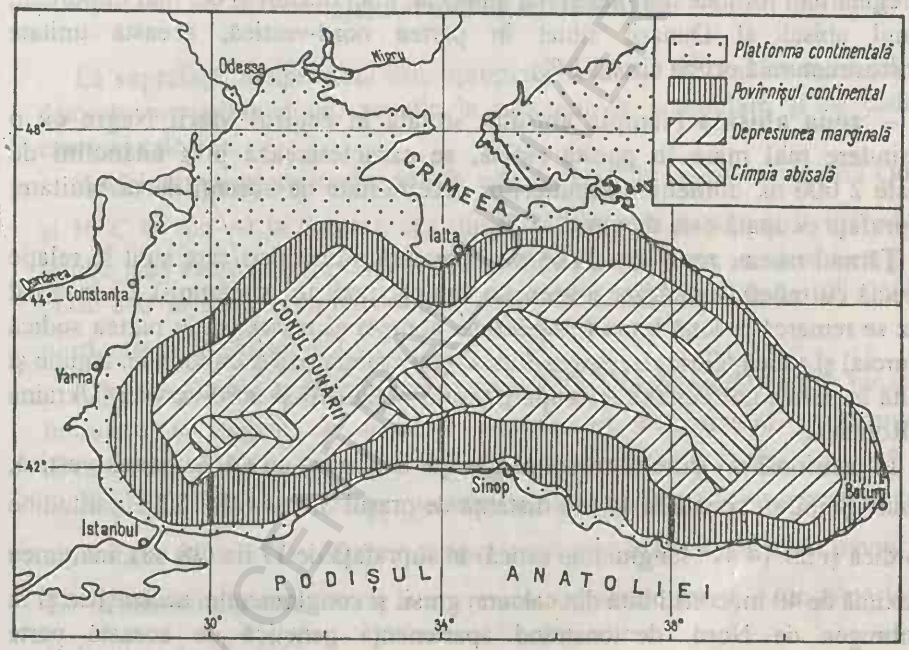


Fig. 2.26. Marea Neagră - principalele unităţi morfostructurale (după S.A. Ross şi colab. 1974).

– **şelful** (platforma continentală), care este delimitată începând cu izobata de -100 m şi până la cea -200 m în funcţie de interferenţa acestuia cu povârnişul continental; desfăşurarea cea mai mare a şelfului este în partea nord-vestică, atingând 200 km lăţime în Golful Odessa şi foarte restrâns pe ţărmul sudic;

suprafaţa totală a şelfului ocupă circa 30 %; în cadrul acestei unităţi se pun în evidenţă văile submarine aparţinând unor paleorâuri;

– **povârnişul continental** înfăşoară aproape uniform zona centrală, dar cu valori ale pantei ce variază între 8° - 10° şi uneori între 20° - 22° în partea sud-estică; pe povârniş se pun în evidenţă canioane submarine, în mare parte, continuarea văilor submarine de pe şelf, cele mai multe fiind în dreptul ţărmurilor peninsulei Crimeea, munţilor Caucaz şi Anatoliei, acestea fiind sculptate în perioadele de nivel scăzut ale Mării Negre; tot pe povârniş au loc şi alunecări ale sedimentelor uşor consolidate provocate de cutremure; suprafaţa ocupată este de circa 27 %;

– **depresiunea marginală** (soclul continental) reprezintă zona de trecere către zona abisală şi care se caracterizează prin pante reduse cu mai multe neregularităţi formate din materialul alunecat, mici dealuri şi cel mai important, conul abisal al Dunării situat în partea nord-vestică; această unitate morfostructurală ocupă circa 31 %;

– **zona abisală** (câmpia abisală) situată în centrul Mării Negre cu o extindere mai mare în partea estică, se caracterizează prin adâncimi de peste 2 000 m, domeniul depunerilor determinate de curenţi de turbiditate; suprafaţa ocupată este de circa 12 %.

Ţărmul marin, zona litorală emersă prezintă diferenţieri care sunt în relaţie directă cu relieful unităţilor învecinate (munţi, podişuri şi câmpii). Şi în acest caz se remarcă o zonă litorală franjurată, abruptă şi stâncoasă în partea sudică (Turcia) şi estică (Georgia, parţial Rusia) şi rectilinie, joasă cu limane, lagune şi deltă în partea nordică (cu excepţia ţărmului Crimeei) şi nord-vestică (Ukraina şi România).

În interiorul acvatorului marin se găseşte o singură insulă, în partea vestică, Insula Şerpilor, situată la 45 km distanţă de oraşul Sulina (48°15′53″ latitudine nordică şi 30°14′41″ longitudine estică) în suprafaţă de 17 ha (28 ha), înălţimea maximă de 40 m, constituită din calcare, gresii şi conglomerate, aceleaşi ca şi în Dobrogea de Nord, demonstrând apartenenţa genetică de această parte continentală.

2.15.4. CONDIŢII CLIMATICE

Principalii parametri climatici participă indirect, temperatura şi vântul prin evapotranspiraţie, şi direct, precipitaţiile, la configuraţia bilanţului hidric. Marea Neagră este situată la trecerea dintre zona temperată la cea subtroipcală. Ţărmurile sudice ale Crimeei, Bulgariei şi Rumeliei (Turcia) se caracterizează

printr-un climat subtropical uscat, iar ţărmurile Caucazului şi Anatoliei printr-un climat subtropical umed.

Temperatura medie anuală creşte de la nord-vest (10,11°C) către sud-est (15,5°C) şi tot în acelaşi sens şi cele din ianuarie (de la -2°C la 8°C) şi luna iulie, mai puţin evidentă (de la 23°C la 24°C).

Precipitaţiile, de asemenea, cresc de la nord-vest (365 mm/an la Sulina) către sud-est (2 685 mm/an la Batumi). Într-un spaţiu destul de întins al acvatoriului marin, în partea vestică precipitaţiile sunt sub 300 mm/an, iar în partea nord-vestică pe platforma continentală se înregistrează numai 200 mm/an.

2.15.5. TEMPERATURA APEI

La suprafaţă, temperatura este apropiată de cea a aerului cu mici diferenţe datorate inerţiei mediului acvatic în procesul de acumulare şi de cedare a energiei calorice.

Astfel, temperatura medie anuală este de 11°C în nord-vest (golful Odessa) şi 16°C în sud-est la Batumi; cea din luna februarie ajunge şi la 0°C când în iernile mai aspre se formează şi gheaţă la ţărm în partea nord-vestică şi ceva peste 8°C în sud-est; în luna august creşte în acelaşi sens de la 19° - 20°C în nord-vest la 24° în sud-est.

Din amplitudinea termică ce rezultă între temperaturile medii lunare din februarie şi august se remarcă accentuarea caracterului continental al acvatoriului marin de la sud-est (Batumi) spre nord-vest (Odessa).

Variaţiile sezoniere ale temperaturii apei în adâncime ajung prin amestecul convectiv, până la 60 - 80 m în timpul iernii şi se reduc la 20 m în timpul verii. De la adâncimile menţionate temperatura apei scade foarte puţin până la fund, în limitele de 7° - 9°C.

Un fapt demn de remarcat este prezenţa unui strat cu grosimi de 5 - 20 m la adâncimea de 60 - 80 m, în care temperatura este mai scăzută cu 1° - 2°C (5°-7°C) datorită coborârii apelor mai reci din timpul iernii de la suprafaţă, (fig. 2.27).

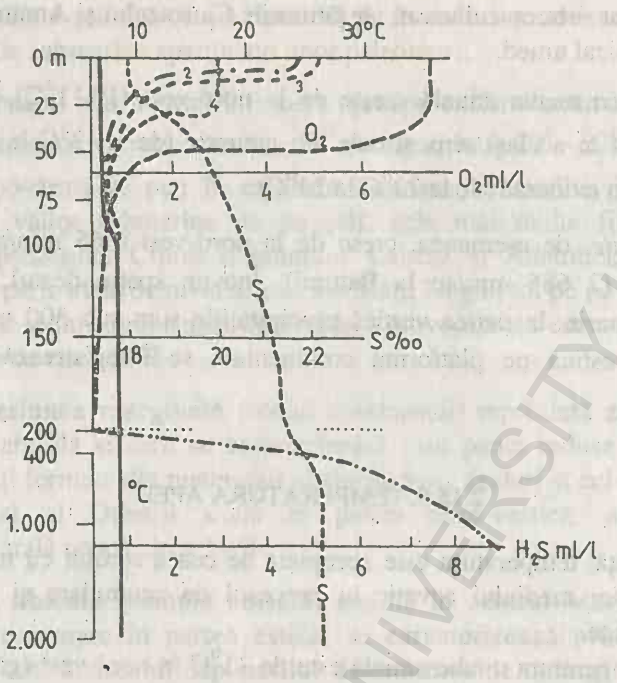


Fig. 2.27. Diagrama distribuţiei pe verticală a valorilor medii de temperatură (*1* - febr., *2* - iunie, *3* - august, *4* - sept.), a oxigenului (O_2), a salinităţii (S) şi a hirogenului sulfurat (H_2S) în Marea Neagră.

2.15.6. BILANŢUL HIDRIC ŞI VARIAŢIILE DE NIVEL

Dată fiind poziţia continentală şi legăturile Mării Negre, pe de-o parte, cu Marea Marmara (mai departe cu Marea Egee şi Marea Mediterană) şi, pe de altă parte, cu Marea Azov, principalele componente şi ponderea participării lor, atât la intrări, cât şi la ieşiri, reflectă această situaţie. Astfel, ponderea cea mai mare la intrări o deţine aportul fluvial (42,2 %), iar la ieşiri, pierderea prin evaporaţie (49,4 %). Dintre sursele fluviale, Dunărea, prin cei 204 km^3 acoperă 60,3 %, Nipru 15,6 % (52,7 km^3), Nistru 2,9 % (9,8 km^3), Kîzîl Irmak 1,9 % (6,3 km^3), de unde reiese că mai bine de 80 % aportul fluvial este cel din nord-vest, fără a lua în considerare Donul şi Kubanul care se varsă în Marea Azov, şi deci contribuţia lor este mai redusă la bilanţul Mării Negre. Niprul, care în cursul inferior a fost transformat într-o salbă de lacuri de acumulare, ca şi Donul, de altfel, o parte din apă este reţinută şi folosită la irigaţii şi alte utilizări (industrie, alimentare cu apă potabilă), fapt ce diminuează contribuţia la bilanţul hidric marin (tab. 2.7).

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 2.7

Reducerea scurgerii medii anuale la unele râuri afluente Mării Negre

Râul	Naturală	Reducere %		
	Scurgerea (km^3/an)	1971-1975	1981-1985	1991-2000 (proiect)
Don	27,9	19	27	43
Kuban	13,4	39	49	65
Nipru	53,5	24	52	71
Nistru	9,6	20	40	62

În ceea ce priveşte schimbul cu Marea Marmara, acesta are loc cu apă puţin sărată (salmastră) la ieşiri (pierderi) pe la suprafaţă, şi cu apă sărată la intrări (aport) pe la fund, peste pragul Bosfor, contribuind la accentuarea volumului de apă anoxic. Faţă de valorile medii multianuale menţionate, cele extreme (maxime şi minime) au abateri între 30 şi 50 % (tab. 2.8).

Tabelul 2.8

Bilanţul apei x)

	Intrări					Ieşiri			
	Scurgeri din râuri	Precipitaţii	Marea Marmara	Marea Azov	Total	Evaporaţie	Marea Marmara	Marea Azov	Total
Medii anuale									
km^3	338,0	237,7	176,0	49,8	801,5	395,6	371,0	33,4	800,0
%	42,2	29,6	22,0	6,2	100,0	49,4	46,4	4,2	100,0
Volume maxime									
km^3	492,0	322,3	274,0	71,0	-	484,0	540,0	46,0	-
%	145,0	136,0	156,0	143,0	-	122,0	146,0	138,0	-
anul	1970	1981	1950	1979	-	1951	1980	1949	-
Volume minime									
km^3	246,0	170,0	96,0	35,0	-	289,0	250,0	21,0	-
%	73,0	72,0	54,0	70,0	-	73,0	67,0	63,0	-
anul	1949	1948	1980	1073	-	1985	1950	1932	-

x) Datele sunt luate din *Prakticekaja Ecologhia Morskih Reghionov Cerroe More*, Kiev Naukova Dumka, 1990 (ECOSIN Firm 1990).

Structura bilanţului nu afectează întregul volum de apă al Mării Negre, ci numai stratul superficial, între 0 şi 150-200 m. Cea mai mare parte a volumului de apă, sub 150-200 m este separată de cea de suprafaţă prin schimbări bruşte de temperatură şi salinitate (termoclină şi haloclină).

Există, totuşi, un schimb de ape destul de lent, între cele două strate de apă, dar fără modificări în regimul termic, salin şi al mediilor de viaţă.

Variaţia nivelului apei pe termen lung. Variaţia seculară şi milenară a reflectat variaţiile climatice din Cuaternar şi până în prezent, o caracteristică a mărilor continentale.

Se apreciază că nivelul a fost mai scăzut cu circa 80-100 m faţă de cel actual, cu circa 18 000 ani în urmă, în timpul glaciaţiunii. Odată cu topirea gheţarilor după ultima glaciaţie, nivelul a început să crească cu rate de 2 -3 m/100 ani, alternând cu perioade scurte de stagnare sau uşor declin, astfel încât cu circa 8 000-9 000 ani în urmă, nivelul se găsea totuşi, mai jos faţă de cel actual cu 20 m.

Stabilirea legăturii cu Marea Mediterană cu circa 9 000 ani în urmă a condus la începerea procesului de egalizare a nivelului marin şi la atingerea cotei 0.

Referindu-ne la perioada actuală, ca urmare a tendinţei generale de creştere a nivelului Oceanului Planetar cauzată de efectul de seră, se constată şi în Marea Neagră o creştere a nivelului cu o rată de 18 - 20 cm/100 ani (1,8 - 2,0 mm/an).

2.15.7. PARTICULARITĂŢI CHIMICE

Salinitatea. În funcţie de izolarea sau legătura cu Marea Mediterană salinitatea a variat mult. Dacă se ia în considerare perioada apropiată zilelor noastre, holocenă, când Marea Neagră era izolată şi oligosalină, prin stabilirea legăturii cu Mediterana începe procesul de salinizare. Acest proces are loc prin scurgerea la suprafaţă a apelor dulci spre Mediterana şi la adâncime a apelor sărate spre Marea Neagră.

Se apreciază că procesul de salinizare până la concentraţia actuală, care s-a realizat cu 1 000 ani în urmă, a durat circa 6 000 ani, inclusiv distribuţia pe adâncime.

Salinitatea medie în stratul de suprafaţă este de 17,87 ‰ , iar cea totală a volumului de apă de circa 22 ‰ (tab. 2.9).

Tabelul 2.9

Bilanţul salin x)

	Intrări				Ieşiri		
	Marea Marmara	Marea Azov	Scurgeri din râuri	Total	Marea Marmara	Marea Azov	Total
Medii anuale							
mil. tone	6326	593	93	7012	6.848	568	7052
%	90,2	8,5	1,3	100	91,9	8,1	1000

Tabelul 2.9 (continuare)

Volume maxime							
mil. tone	9.831	887	135	-	6.484	568	-
%	155,4	149,6	145,2	-	145,6	137,7	-
anul	1950	1979	1970	-	1980	1949	-
Volume minime							
mil. tone	3444	404	68	-	437,8	343	-
%	54,4	68,1	73,1	-	67,4	60,4	-
anul	1980	1930	1949	-	1950	1932	-

x) Datele sunt luate din *Prakticeskaja Ecologhia Morskih Reghionov Cerroe More*, Kiev Naukova Dumka, 1990 (ECOSIN Firm - 1990).

Salinitatea apei la suprafaţa mării variază în funcţie de sezon, mai mare vara şi mai mică iarna cu 0,5-0,6 ‰ , datorită reducerii aportului din râuri şi amestecului mai mare a stratului de apă, efect al valurilor.

De asemenea, salinitatea la suprafaţă este mult mai mică în zonele costiere, ca urmare a aportului de ape dulci din râuri, ajungând la 4-7 ‰ (de exemplu în faţa Deltei Dunării), în comparaţie cu zona centrală unde este de 18 ‰ .

În adâncime salinitatea creşte de la suprafaţă (10-18 ‰) spre adâncime ajungând la 22,3 ‰ la circa 1 000 m şi până la 25 ‰ la fund în zona centrală, creşterea bruscă a salinităţii (haloclină) se produce între 25-50 m adâncime (vezi fig. 2.27).

În privinţa bilanţului salin, a contribuţiei principalelor componente, se remarcă faptul că 90 % din volumul total de săruri provine din Marea Mediterană.

Oxigenul şi hidrogenul sulfurat. Datorită configuraţiei morfobarometrice a bazinului în raport cu Marea Marmara şi respectiv Marea Mediterană, strâmtoarea Bosfor prin care se face legătura având 27,5 m adâncime minimă şi respectiv 750 m lăţime într-o anumită secţiune, în Marea Neagră, încă cu circa 7 000 de ani în urmă a început un proces de acumulare a hidrogenului sulfurat. Acest gaz nociv, format la fund, ca urmare a descompunerii substanţelor organice, a crescut în volum, ridicându-se spre straturile superioare în detrimentul oxigenului dizolvat.

Din schiţa prezentată se constată această ridicare a nivelului hidrogenului sulfurat până la adâncimea de 100 - 200 m, în medie în etapa actuală (fig. 2.28).

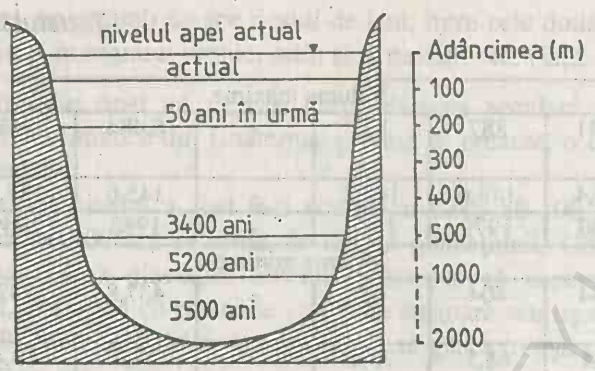


Fig. 2.28. Evoluţia stratului de apă anoxic (cu H_2S) în Marea Neagră.

Se apreciază că 90 % din volumul de apă al Mării Negre (484.000 km^3) este anoxic (încărcat cu H_2S), cel mai mare volum de acest fel din tot Oceanul Planetar. Este cunoscut faptul că în acest volum de apă anoxic trăiesc doar unele specii de bacterii, deci stratul de apă capabil de desfăşurare a proceselor vitale, cu oxigen dizolvat, este cel de deasupra (10 %) şi care este în continuă descreştere. Admiţând ipoteza originii bacteriene a hidrogenului sulfurat se pot distinge două faze şi anume:

– în prima fază, sulfaţii sunt reduşi la sulfuri în prezenţa unei surse de carbon organic (din bacterii) potrivit relaţiei:

$$CaSO_4 + 2C \rightarrow CaS + 2CO_2; \qquad (2.5)$$

– în a doua fază, sulfura se descompune în prezenţa dioxidului de carbon rezultând hidrogenul sulfurat şi carbonatul de calciu, potrivit relaţiei:

$$CaS + 2CO_2 + H_2O \rightarrow Ca(HCO_3)_2 + H_2S. \qquad (2.6)$$

Raportul dintre temperatură, oxigenul dizolvat, salinitate şi hidrogenul sulfurat, în distribuţia pe verticală determină o anumită stratificaţie a apelor marine de la suprafaţă spre fund (fig. 2.29).

Aşa cum s-a arătat mai sus, bazinul hidrografic al Mării Negre cuprinde 21 state industrializate în diferite grade şi populat cu circa 192 milioane locuitori, din care 81 milioane în bazinul Dunării, 86 milioane aferente bazinelor Nistru, Bugul de Sud, Nipru, deci Ukrainei şi Federaţiei Ruse, 12 milioane în partea aferentă Turciei, la care se mai adaugă 9 milioane locuitori ai Istambulului situat pe ambele maluri ale Bosforului.

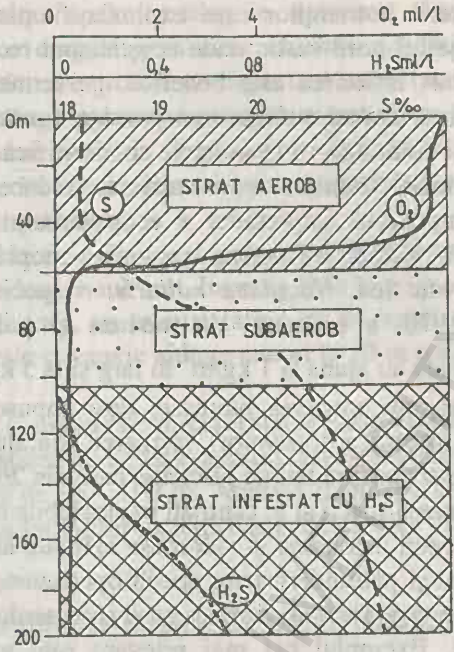


Fig. 2.29. Stratificarea apelor în orizontul 0 - 200 m în centrul Mării Negre.

2.15.8. STAREA CALITĂŢII APEI DIN ORIZONTUL PRODUCTIV BIOLOGIC

Apele poluate ale râurilor din bazinul hidrografic ca şi navigaţia intensă, exploatările de substanţe minerale utile şi descărcările de deşeuri, ape menajere, substanţe toxice din toate activităţile socio-economice de pe cei 4 790 km de zonă litorală conduc la un potenţial poluant foarte mare.

Această situaţie actuală a determinat unele dezechilibre ecologice care au redus drastic potenţialul resurselor naturale aferente statelor riverane şi evident duc la o catastrofă ecologică a Mării Negre în totalitatea ei.

Dintre numeroasele aspecte care duc la catastrofe ecologice a orizontului eufotic (trofogen) în Marea Neagră se subliniază eutrofizarea, poluarea chimică şi microbiologică.

Eutrofizarea înregistrează rate de creştere alarmante în partea nord-vestică a Mării Negre datorită aportului fluvial corespunzător. Se apreciază că Dunărea varsă anual 60 000 tone fosfor şi 340 000 tone de azot anorganic, aceşti nutrienţi crescând în ultimii 25 ani ca urmare a folosirii fertilizatorilor în agricultură şi a detergenţilor în activităţile gospodăreşti.

Consecinţa creşterii nutrienţilor este explozia fitoplanctonului (înflorirea apei) îndeosebi pe şelful nord-vestic unde aceştia sunt reciclaţi uşor şi repede. Dacă pe termen scurt înflorirea este benefică, pe termen lung are un efect devastator. Astfel, în orizontul eufotic, transparenţa a scăzut de la 50-60 m, în anii 1960, la 35 m şi chiar sub 10 m în apele costiere. Scăderea transparenţei şi respectiv a pătrunderii luminii a determinat reducerea foarte mult a macrofitelor, o componentă importantă a ecosistemului marin şi o resursă comercială majoră, în schimb a favorizat explozia nanoplanctonului cu valoare scăzută în lanţul trofic (ex. *Noctiluca miliaris*, o specie zooplanctonică), a proliferat în anii 1970, a biomasei de meduze şi polipi (*Aurelia aurita*, *Mnemiopsis leidyi*) care au ajuns la 1 kg/m^2 în larg şi la 5 kg/m^2 pe şelf.

Lanţul proceselor prin creşterea biomasei descompuse duce la eliminarea faunei bentonice (în special a bivalvelor), formarea stratului anoxic bentic, care în final are efect negativ asupra faunei piscicole care din 26 specii comerciale în anii 1960 au mai rămas 6 specii şi în cantităţi exploatabile nesemnificative.

Dispariţia unor specii autohtone şi valoroase atât sub aspect ecologic, cât şi economic, s-a datorat şi pătrunderii unor specii oportuniste şi prădătoare aduse în apele de balast ale vapoarelor şi care au găsit nişe ecologice ce le-au permis să se extindă mult. Exemplul cel mai relevant este gasteropodul *Rapana thomasiana* adus în anul 1940 din apele Japoniei şi care a distrus populaţia de stridii. În ultimii 4 - 5 ani cererea de rapane în Japonia, a dus la intensificarea pescuitului acesteia şi deci, la reducerea stocului.

Poluarea chimică şi microbiologică este consecinţa descărcărilor de metale prin râurile din partea nord-vestică şi îndeosebi, prin Dunăre. Datorită Declaraţiei de la Bucureşti din 1989 privind monitoringul asupra calităţii apei Dunării s-a putut măsura şi cunoaşte că acest fluviu varsă prin debitul său lichid anual în Marea Neagră şi 1 000 tone crom, 900 tone cupru, ceva mai mult de 60 tone mercur, 4 500 tone plumb, 6 000 tone zinc şi impresionanta cantitate de 50 000 tone petrol.

În privinţa poluanţilor organici sintetici ca pesticidele dintre care DDT-ul, deşi nu sunt încă date omologate, s-a constatat prezenţa lor în peşte ca *Gobius* sp. şi *Sprattus* sp. (între 1 µg/g la 4,6 µg/g de masă uscată).

Concentraţia de radionuclizi artificiali ca urmare a accidentului de la Cernobîl, prin măsurătorile făcute de cercetătorii specializaţi din Federaţia Rusă, Ukraina, România, Bulgaria şi Turcia, a reieşit că este în limite acceptabile, atât în apă, cât şi în peşti. Totuşi se apreciază necesitatea unui monitoring adecvat asupra radioactivităţii mediilor apă/aer în viitor.

Despre poluarea cu microbi patogeni, de asemenea, sunt puţine date publicate, iar acestea nu pot fi comparate cu analizele făcute în cadrul Comunităţii Economice Europene care au un standard acceptat internaţional.

Alte căi de poluarea apelor marine le reprezintă descărcările de deşeuri toxice, a nămolurilor dragate şi a altor efluenţi industriali şi domestici pe platforma continentală care produc un important impact asupra stratului bentic. La acestea se mai adaugă poluarea cu reziduuri petroliere în raza porturilor, pe traseele navigaţiei maritime, în vecinătatea exploatărilor de petrol sau în strâmtoarea Bosfor, în acest ultim aspect intervenind riscul coliziunilor şi exploziilor tancurilor petroliere.

Eutrofizarea, poluarea chimică şi petrolieră favorizează creşterea stratului anoxic încărcat cu hidrogen sulfurat. Investigaţiile în partea nord-vestică a Mării Negre, deşi contradictorii, au relevat faptul că în raport cu anul 1970, limita dintre orizonturile oxic şi anoxic ajunge uneori la 30 m adâncime faţă de nivelul marin.

Cercetătorii ruşi şi ukraineni au contestat această limită, demonstrând că, în funcţie de sezon şi starea de agitaţie a mării, aceasta are o variaţie de 20 - 30 m dar de la adâncimea de 95 - 190 m. Această fluctuaţie a limitei oxic-anoxic a fost pusă pe seama activităţilor ciclonice şi anticiclonice deasupra mării.

2.15.9. POLITICI PENTRU MANAGEMENTUL MEDIULUI MĂRII NEGRE

Marea Neagră n-a constituit până în anii 1990 obiectivul unor programe de monitoring şi redresare ecologică.

Datorită situaţiei critice a acestui bazin marin sub aspectul ecologic şi a schimbărilor politice survenite după 1990 în ţările riverane, îndeosebi în fostele ţări socialiste, s-a putut trece la implementarea mai multor programe care vizează o mai bună bază de date, o coordonare a politicii de reconstrucţie şi management ecologic. În acest sens, menţionăm Convenţia pentru Protecţia Mării Negre care a fost modelată după Convenţia de la Barcelona pentru Marea Mediterană (1985). În aprilie 1992 Convenţia pentru Protecţia Mării Negre a fost semnată şi ratificată de guvernele celor 6 ţări riverane, convenţie care a intrat în acţiune în februarie 1994. Această convenţie prevede stabilirea Comisiei Mării Negre şi o serie de protocoale privind protecţia faţă de sursele de poluare din bazinul hidrografic, reglarea descărcărilor reziduurilor petroliere şi a substanţelor toxice. Comisia cu sediul la Istambul are ca sarcină elaborarea de criterii privind prevenirea, reducerea şi controlul poluării, pe de o parte, şi implementarea acestora, pe de altă parte.

Pentru realizarea acestor deziderate, guvernele riverane au apelat la Global Environment Facility (GEF) pentru elaborarea unui program pe trei ani special asupra Mării Negre (Enviromental Management and Protection of the Black Sea) prin care să se acorde asistenţă tehnică în proiectarea unui Plan de Acţiune de implementarea convenţiei sus-menţionate.

Programul GEF pentru Marea Neagră, aprobat de coordonatorii naţionali (ministerele pentru mediu) are trei obiective principale:

- întărirea şi crearea capacităţilor regionale pentru managementul ecosistemului Mării Negre;
- dezvoltarea şi implmentarea unei politici şi cadru pentru evaluarea, controlul şi prevenirea poluării, menţinerii şi îmbunătăţirii biodiversităţii;
- facilitatea şi pregătirea investiţiilor pentru un mediu sănătos.

Pentru realizarea programului s-au constituit grupuri de lucru pe anumite probleme în care participă instituţii şi specialişti, organizaţii neguvernamentale şi reprezentanţi ai sectoarelor economice implicate.

Grupurile de lucru acţionează prin seminarii, workshopuri, staţii pilot şi s-au repartizat pe ţări potrivit potenţialelor umane şi materiale, astfel:

- reacţii neprevăzute (Bulgaria - Varna);
- monitoring-ul de rutină al poluării (Turcia);
- programe speciale de monitoring, efectele biologice şi sănătatea umană, standarde privind calitatea mediului (Ukraina - Odessa);
- protecţia biodiversităţii (Georgia - Batumi);
- dezvoltarea metodologiilor comune pentru un management integrat al zonei de coastă (Federaţia Rusă - Novosibirsk);
- pescuitul (România - Constanţa).

La acestea se mai adaugă trei grupuri de lucru care aparţin direct de Comisia de Coordonare de la Istambul (PCU) şi anume:

- informaţii de management şi GIS;
- grup consultativ privind armonizarea criteriilor calităţii mediului, standarde legislative şi aplicare, grupul pentru studii economice de mediu.

Programul GEF pentru Marea Neagră este corelat cu alte programe regionale din bazinul hidrografic cum ar fi EROS 2000 Black Sea (European River Ocean System), NATO's Science for Stability, respectiv Ecosystem Modelling as a Management Tool for the Black Sea, Cooperative Marine Science Programme for the Black Sea, The Application of Tracer Tehniques for the Study of Processes and Pollution in the Black Sea, sub auspiciile IAEA (International Atomic Energy Agency) şi multe altele în care sunt implicate instituţii aparţinând ONU (UNDP, UNEP, UNESCO-IOC, WMO, FAO), Banca Mondială, Comunitatea Europeană etc.

BCU "I.G. DUCA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2.16. ZONA MARITIMĂ COSTIERĂ ÎN SECTORUL ROMÂNESC

2.16.1. CARACTERISTICI MORFOMETRICE ŞI MORFOLOGICE ALE PLATFORMEI CONTINENTALE ŞI A TALUZULUI

Având aspectul unei câmpii submerse cu foarte puţine neregularităţi morfologice, platforma continentală (şelful) are o lăţime ce scade de la nord (170 km) la sud (130 km). Valoarea pantei creşte de la nord spre sud considerată pe profilele orientate de la vest spre est de la ţărm spre taluzul continental, dar este sub 1°. Taluzul continental în partea lui superioară între adâncimile de 130 - 500 m, prezintă valori ale pantei mai mari în raport cu şelful (între 6°-10° şi excepţional 20° - 22°). În sectorul românesc al Mării Negre, taluzul continental este accidentat în partea superioară, până la adâncimea de 800 m.

Uniformitatea reliefului platformei continentale se datoreşte atât modelării reduse în faza Pleistocenă preexistentă cât şi procesului intens de sedimentare datorat aluviunilor deversate de râurile din nord-vestul Mării Negre şi, în special, a celor aduse de Dunăre, şi într-o măsură mai mică materialul rezultat din abraziunea zonei de coastă. Luând în considerare criteri morfometrice, morfologice, sedimentare şi chiar biologice, platforma continentală (şelful, numit şi margine continentală), în sectorul românesc se poate împărţi în trei compartimente şi anume: şelful marginal (ţărmurian), şelful median (de tranziţie) şi şelful intern (la contactul cu taluzul continental) (fig. 2.30).

Şelful marginal se desfăşoară de la ţărmul marin până la izobata de aproximativ 40-50 m. Acesta se caracterizează printr-o câmpie de abraziune şi acumulare rezultată în urma variaţiilor nivelului marin din perioada Cuaternară, pe care se suprapun forme de relief rezultate din depunerea, ulterioară, a sedimentelor fluviale. Acest spaţiu submers reprezintă domeniul de acţiune a factorilor modelatori, respectiv valurile şi curenţii marini care prelucrează şi transportă materialul aluvionar. Sub aspect sedimentologic şi textural, pe şelful marginal predomină fracţiunea nisipoasă care trece treptat spre şelful de tranziţie în favoarea siltului.

Şelful median se desfăşoară între izobatele de 40-50 m şi 70 m, fiind marcat spre vest (şelful marginal) de o uşoară denivelare dată de discontinuitatea granulometrică şi mineralogică şi care se înscriu ca o anomalie granulometrică.

Uniformitatea (netezimea) morfologică a acestei subunităţi este perturbată de conurile de dejecţie din prelungirea văilor submerse ale braţului Sfântu Gheorghe, a Casimcei şi Techirghiolului. Faciesul depozitelor de fund corespund siltului argilos.

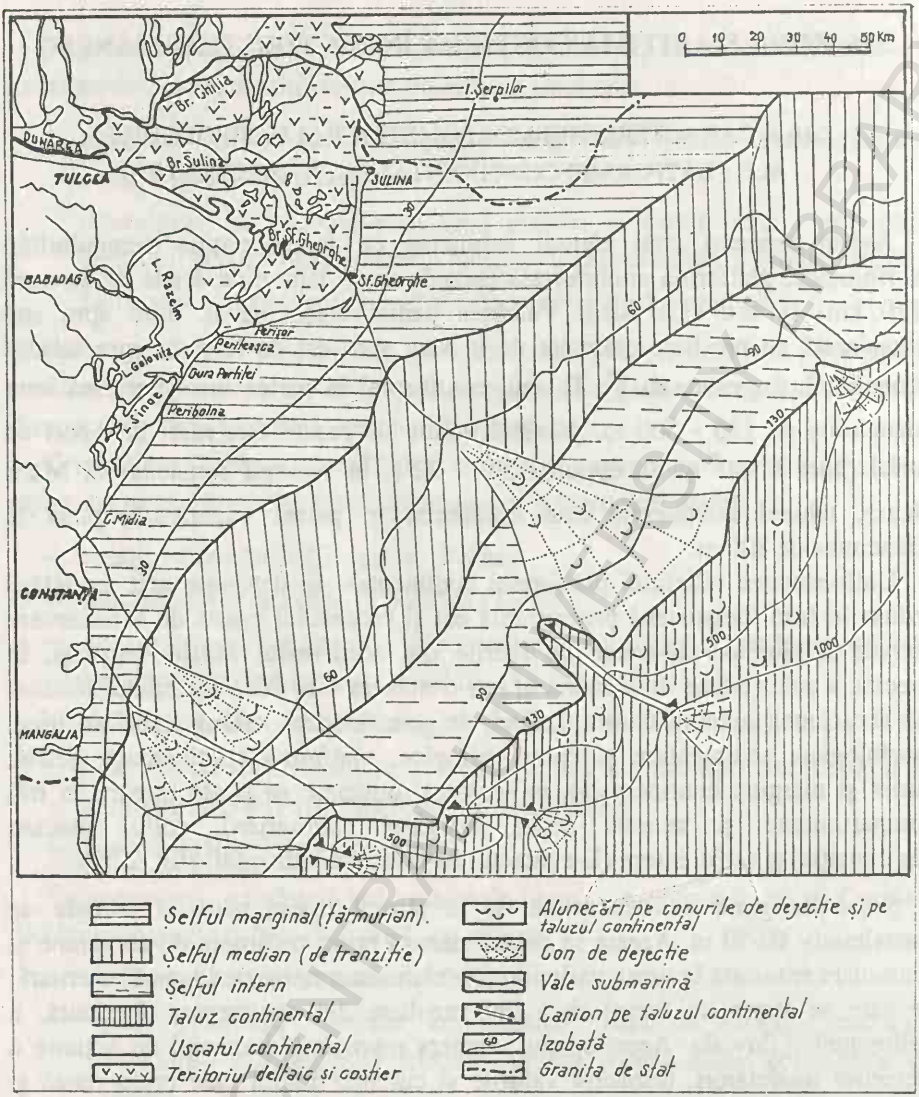


Fig. 2.30. Morfologia platformei continentale a Mării Negre în sectorul românesc (O. Şelariu, 1979, modificat).

Şelful intern se desfăşoară între izobatele de 70 m şi 130 m. Dacă limita vestică este greu de sesizat în relief, cea spre larg este tranşantă, marcată dintr-o denivelare bruscă, reprezentând partea superioară a taluzului continental.

Totodată această limită este mult mai festonată datorită insinuării canioanelor submarine reprezentând continuitatea văilor submerse de pe şelful intern şi marginal, cea mai semnificativă neuniformitate morfologică o reprezintă conul de dejecţie a văii submarine a braţului Sfântu Gheorghe. De

asemenea, pe suprafaţa şelfului intern se remarcă largi ondulări şi chiar denivelări orientate nord-vest spre sud-est care pot fi atribuite unor etape în variaţia nivelului marin. Sub aspect granulometric şi textural predomină faciesul mâlos de larg (argile siltice şi argile).

Taluzul continental desfăşurat sub izobata de -130 m este bine cunoscut în partea lui superioară până la adâncimea de 1000 m. Profilul morfologic al taluzului este convex la partea superioară (între 130-800 m) şi concav la adâncimi mai mari de 800 m.

Dacă partea superioară a taluzului este accidentată prin culmi şi canioane şi afectată de alunecări submarine, partea inferioară se caracterizează printr-o treaptă de glacisuri care face racordul cu zona abisală a Mării Negre.

2.16.2. CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Variaţiile de nivel ale apei, reprezintă componenta hidrologică care împreună cu valurile, au efectele cele mai importante în dinamica liniei ţărmului românesc al Mării Negre. Aceste variaţii se datorează factorilor climatici (circulaţia atmosferică, presiunea aerului, precipitaţiile şi evaporaţia), hidrologici (aporturile fluviale), cosmici (maree), geologici (mişcările epirogenetice) şi eustatismului actual.

Din analiza datelor statistice ale nivelurilor se desprind variaţii de lungă durată, seculare şi variaţii de scurtă durată(zilnice, sezoniere şi anuale).

Variaţia seculară a nivelului Mării Negre, aşa cum a fost dovedită de numeroase cercetări geologice, paleogeografice, arheologice etc., are un caracter oscilatoriu. În ultima sută de ani înregistrează o tendinţă de creştere continuă, ca urmare a creşterii volumului de apă accentuat şi a mişcărilor lente de subsidenţă (scufundare lentă a uscatului) şi care se corelează cu tendinţa actuală a Oceanului Planetar.

Pe ţărmul Mării Negre, rata de creştere a nivelului este diferită, aceasta explicându-se numai prin diferenţierile locale ale mişcărilor de subsidenţă. Astfel, la Poti, gradientul mediu de creştere al nivelului este de 0,816 cm/an, la Odesa de 0,710 cm/an, la Sevastopol de 0,300 cm/an, la Kerci de numai 0,126 cm/an. În zona litoralului românesc, gradientul este apreciat între 0,180 - 0,200 cm/an potrivit maregrafului de la Constanţa (fig 2.31).

Pe baza datelor zilnice de observaţii la Constanţa, se poate sublinia faptul că cele mai mari denivelări ale nivelului apei se datoresc vânturilor de nord-est care la o intensitate de 12° Bf ajung la peste +75 cm, după care urmează cele de est şi nord (+50 la +60 cm la 8°-9°Bf). În cazul vânturilor de vest cu o intensitate de 8°-10°Bf, nivelul scade cu -30 cm faţă de reperul 0 Constanţa.

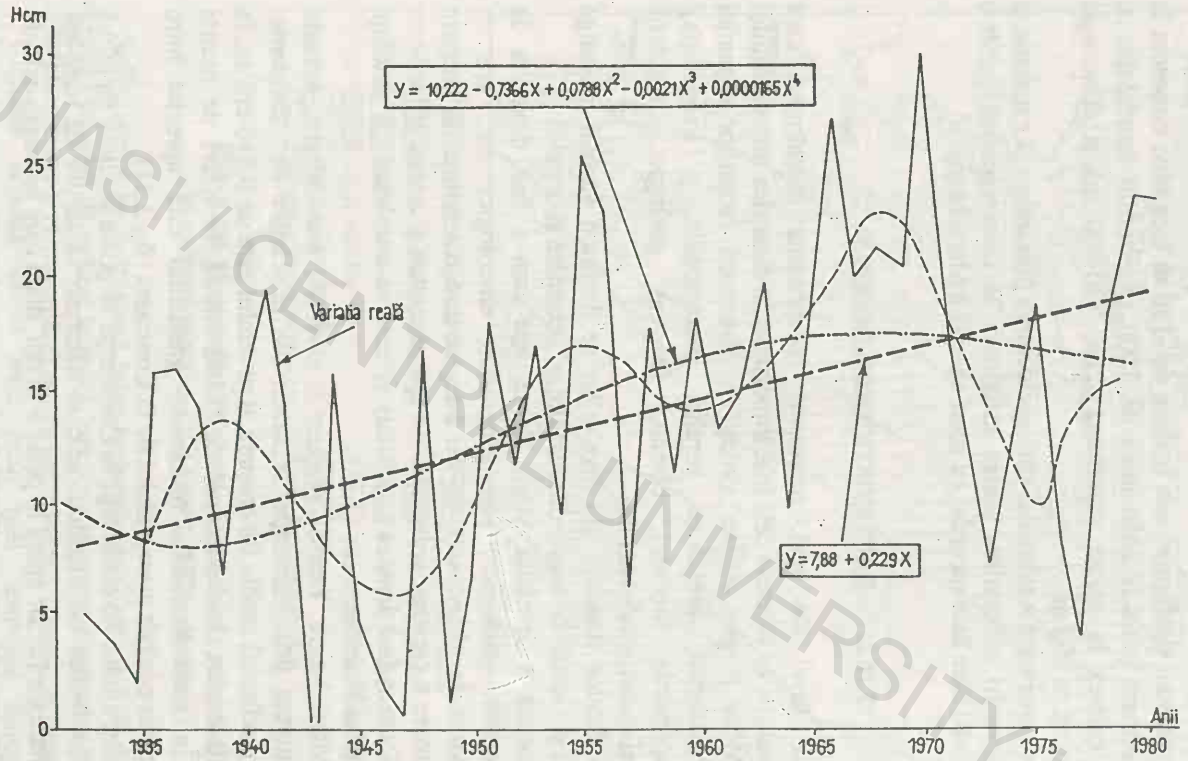


Fig. 2.31. Variaţia nivelului Mării Negre în portul Constanţa în perioada 1933 - 1980.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În funcţie de orientarea ţărmului faţă de direcţia vântului creşterile şi descreşterile de nivel diferă de la un sector la altul. Astfel, în sectoarele cu orientare nord-sud (Sulina - Sfântu Gheorghe), valorile sunt cele menţionate anterior, iar la cele orientate de la nord-est la sud-vest (Sfântu Gheorghe-Capul Midia), creşterile de nivel se produc la vânturile de nord-est, est, sud-est, sud şi sud-vest, iar scăderile la vânturile de nord-nord-vest şi vest. Faţă de aceste cifre, amplitudinea maximă pentru perioada de observaţii a fost de 169 cm, rezultată din nivelul de +104 cm înregistrat în timpul furtunii din iarna anului 1962 şi din nivelul de -65 cm înregistrat în anul 1939.

Amplitudinea anuală rezultată din extremele medii zilnice variază între 49 şi 92 cm, iar cea rezultată din extremele medii lunare între 19 şi 38 cm.

În ceea ce priveşte variaţia nivelului în cursul unui an se poate stabili un model anual: cu nivelurile cele mai ridicate la începutul verii (37 % din nivelurile maxime în luna iunie) şi cele mai scăzute în timpul toamnei (35 % din niveluri minime în luna octombrie).

Dintre oscilaţiile de scurtă durată ale nivelului mării, mareele, ca oscilaţie periodică cauzată de atracţia lunii, cu o perioadă medie de 12 h 25 min nu are un rol deosebit în modelarea liniei de ţărm, dată fiind amplitudinea mică şi particularităţile morfogeografice ale litoralului românesc. După datele maregrafului de la Constanţa şi din literatura de specialitate, amplitudinea mareelor atinge în Marea Neagră între 10 şi 15 cm (fig. 2.32).

O altă manifestare periodică a variaţiei nivelului mării o constituie seişele provocate de trecerea rapidă a unor fronturi de aer sau cicloane însoţite de intensificări bruşte ale vântului într-o zonă litorală, ceea ce atrage după sine un dezechilibru al presiunii atmosferice pe suprafaţa întregului acvatoriu. Pentru Marea Neagră se menţionează variaţii medii ale nivelului datorită seişelor de 50 cm, fiind citate amplitudini maxime de 60-70 cm la Odessa şi Sevastopol. Se menţionează seişa excepţională din 28 decembrie 1960, când trecerea bruscă a unui centru baric depresionar, a provocat o creştere a nivelului mării de peste 2 m la Sulina.

Deşi se caracterizează prin amplitudini mai mari decât mareele, seişele produse în zona litoralului românesc nu constituie nici ele un agent modelator activ, dată fiind periodicitatea, durata şi intensitatea lor redusă, în majoritatea cazurilor, creşterea nivelului mării este calmă, nefiind însoţită de agitarea pe orizontală a maselor de apă, care să exercite un lucru mecanic efectiv asupra nivelului ţărmului (fig. 2.33).

Cei mai importanţi factori energetici în evoluţia liniei ţărmului marin îl constituie curenţii şi valurile. Acţionând de sine stătător, dar cel mai adesea împreună, aceşti factori se exprimă prin lucru mecanic efectuat atât în transportul materialului aluvionar, cât şi asupra planului submers şi emers, cordonul litoral al zonei litorale.

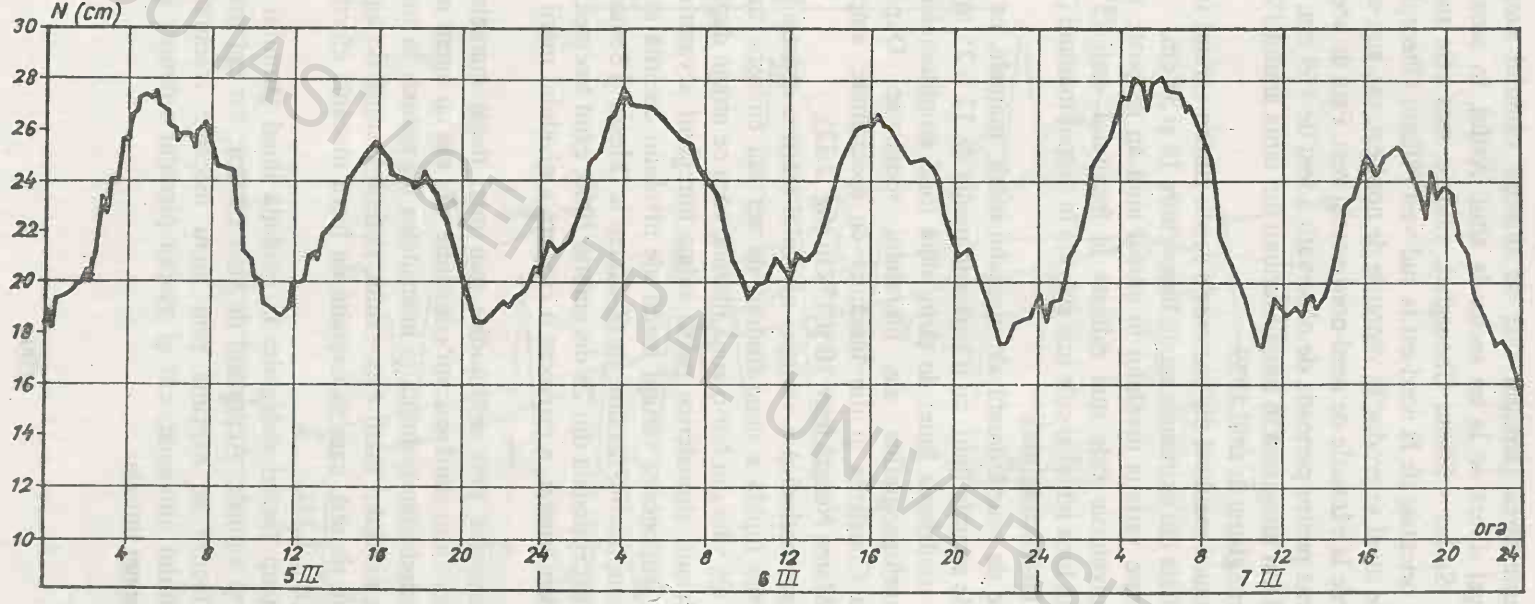


Fig. 2.32. Exemplu de maree (5-7 martie 1962) în Marea Neagră la Constanţa pe timp calm (după C. Bondar, 1963).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

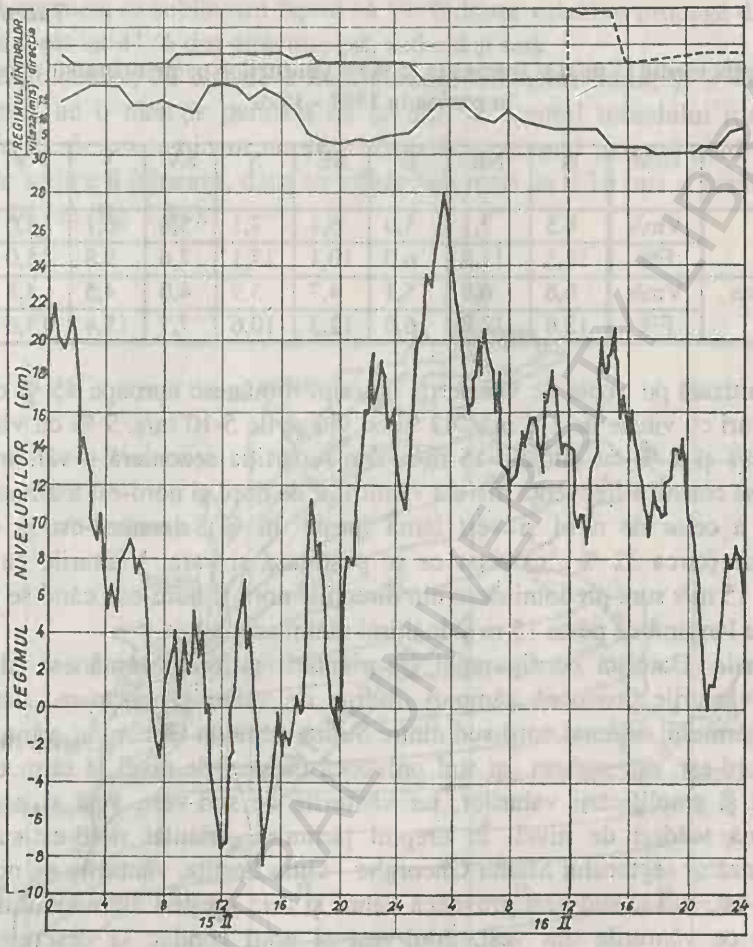


Fig. 2.33. Exemplu de seişe (15-16 februarie 1962) în Marea Neagră la Constanţa (după C. Bondar, 1963).

Atât valurile cât şi curenţii au ca element genetic vântul, caracteristicile regimului acestuia determinând particularităţile cantitative şi calitative ale mişcării (valurile) sau deplasările (curenţii) maselor de apă marină.

În zona litorală, valurile şi curenţii, agitaţia maselor de apă este rezultanta,atât a vânturilor litorale cât şi de larg. Diferenţa între circulaţia maselor de aer litorale şi cele de larg este apreciabilă. Astfel, la staţia meteorologică Sulina - semnal (situată la 2,5 km de ţărm), frecvenţa anuală a zilelor cu calm este de 2,8%, iar la Constanţa de 9,3 % perioada 1961 - 1970, (tab. 2.10).

Tabelul 2.10

Variaţia medie (Vm/s) şi frecvenţa (F%) a vânturilor pe principalele direcţii în perioada 1961 - 1970

Postul	U/M	N	NE	E	SE	S	SV	V	NV	Cal m
Sulina	Vm/s	8,5	7,1	5,0	6,1	7,1	5,8	6,1	8,0	
	F%	18,5	11,8	6,0	10,1	17,1	7,6	9,8	15,0	2,8
Constanţa	Vm/s	6,6	6,9	5,1	4,7	3,9	4,0	4,5	4,8	
	F%	12,6	12,8	6,0	12,3	10,6	7,7	15,4	13,6	9,3

Repartizată pe trepte de viteză, pe litoralul românesc aproape 45 % din zile bat vânturi cu viteze de 1-5 m/s, 42 % cu viteze de 5-10 m/s, 9 % cu viteze de 10-15 m/s şi 2 % cu viteze >15 m/s. Din repartiţia sezonieră a vânturilor pe direcţii se constată frecvenţa mare a vânturilor de nord şi nord-est toamna (peste 42 %), a celor de nord şi vest iarna (peste 36 %), de nord-est şi sud-est primăvara (circa 32 %), caracter ce se păstrează şi vara. Vânturile cu viteze mari de 15 m/s sunt predominante din direcţiile nord şi nord-est, când se produc valuri cu lungimi de peste 15 m şi înălţimi mai mari de 1 m.

Valurile. Datorită configuraţiei şi orientării ţărmului românesc al Mării Negre, vânturile provoacă câmpuri diferite de valuri pe sectoare. Astfel, în dreptul ţărmului orientat nord-sud dintre Sulina - Sfântu Gheorghe, vânturile de nord, nord-est, est, sud-est şi sud provoacă creşteri de nivel la ţărm datorită formării şi amplificării valurilor, iar vânturile de sud-vest, vest şi nord-vest determină scăderi de nivel. În dreptul ţărmului, orientat nord-est-sud-vest, corespunzător sectorului Sfântu Gheorghe - Gura Portiţa, vânturile de nord-est, est, sud-est, sud şi sud-vest provoacă valuri şi deci creşteri ale nivelului mării, în timp ce vânturile din vest, nord-vest şi nord conduc la descreşteri ale nivelului. La aceeaşi viteză a vântului, în zonele cu plajă întinsă, creşterile de nivel sunt mai mari decât descreşterile de nivel.

Din observaţii directe, rezultă că la Sulina, la asigurarea de sub 1 % înălţimea valurilor atinge 3,6-3,8 m, fiind provocate de vânturi de nord-est cu viteze de 15 m/s. Furtuna din 17-22 februarie 1979 a provocat la Sulina valuri cu înălţimea de 7,0 m, provocând o creştere a nivelului mării de 70 cm în dreptul Deltei Dunării şi 50 cm la Constanţa.

Între viteza vântului şi înălţimea valurilor, legăturile funcţionale sunt diferite în raport cu direcţia de acţiune a vântului; cu cât acesta se abate de la normal faţă de linia ţărmului, capacitatea vântului de a provoca valuri se diminuează. În zona litorală din dreptul Deltei Dunării cu adâncimi de 10-15 m (adică până la 3-8 km de mal), valurile pot atinge înălţimi de 2,5 m şi lungimi până la 35 m, iar mai în larg, la peste 15 m adâncime, înălţimea valurilor se apropie de 3,4-4,0 m cu lungimi de circa 45 m.

De asemenea, se subliniază faptul că 59 % dintre valuri se propagă din nord, nord-est şi est iar 41 % din direcţiile est, sud-est şi sud.

Curenţii marini, ca urmare a configuraţiei bazinului marin şi a vânturilor dominante, au o direcţie paralelă cu ţărmul. În dreptul litoralului românesc, vânturile locale predominant nordice intensifică curentul general nord-sud, iar vânturile sudice îl frânează, dacă au viteze mai mari de 8-10 m/s şi persistă mai mult de 24 ore (fig. 2.34).

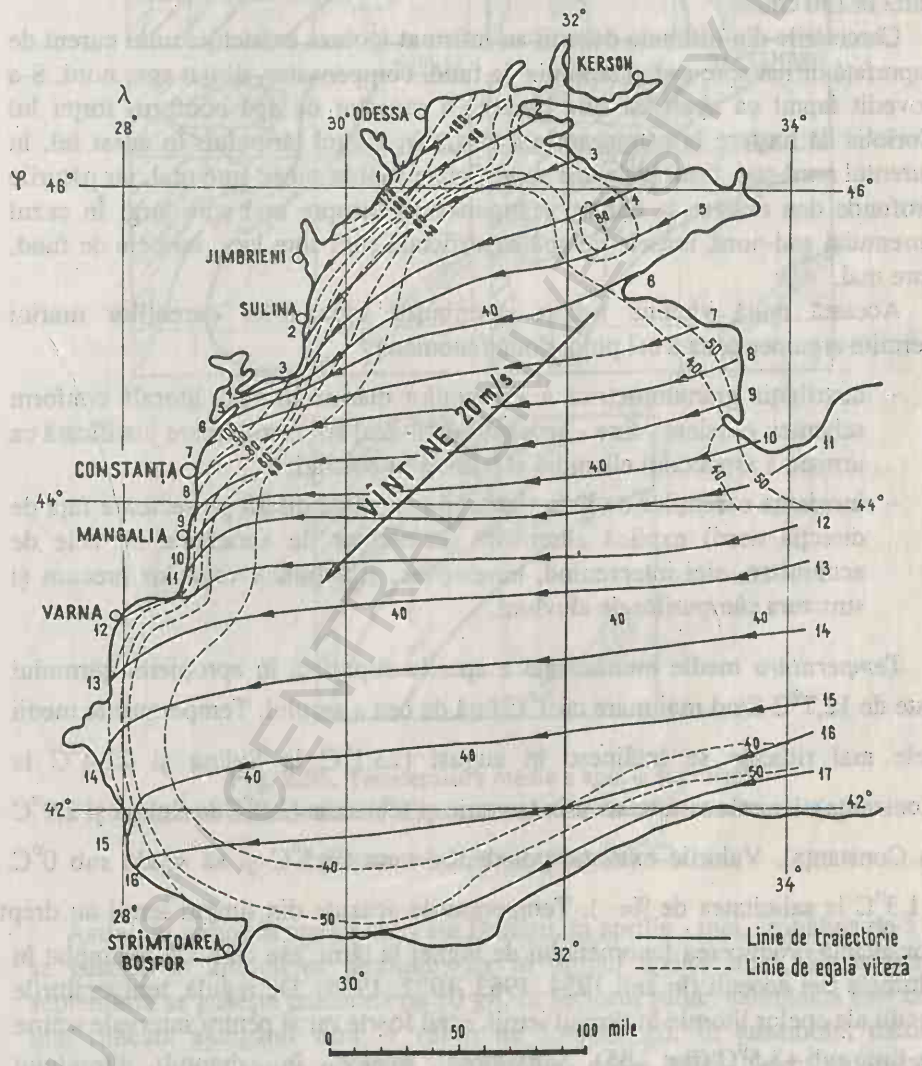


Fig. 2.34. Distribuţia curenţilor de suprafaţă (traiectorii şi viteze) în zona de vest a Mării Negre (după C. Bondar, 1967)

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Chiar în situaţii de calm, în dreptul litoralului românesc există un curent general nord-sud cu viteza de 3 - 50 cm/s generat şi, amplificat sau redus în funcţie de regimul hidric al arterelor fluviale ce se varsă în partea nord-vestică a Mării Negre. În faţa Deltei Dunării, curenţii au direcţia generală nord-sud, sud-est, fiind împinşi către larg de aportul Dunării.

În cazul vânturilor de 14-15 m/s şi cu durată mai îndelungată, curenţii afectează orizontul de apă până la 20-30 m adâncime, iar la suprafaţă ating o viteză de 100 cm/s. La viteze ale vânturilor şi mai mari, acestea pot ajunge şi până la 150 cm/s.

Cercetările din ultimele decenii au infirmat ipoteza existenţei unui curent de suprafaţă dirijat spre sud şi al altuia de fund, compensator, dirijat spre nord. S-a dovedit faptul că abaterea spre dreapta a maselor de apă conform forţei lui Coriolis dă naştere la o mişcare elicoidală în lungul ţărmului. În acest fel, în curentul nord-sud, masele de apă superficiale sunt împinse spre mal, iar păturile profunde dau naştere la curenţi compensatori dinspre mal spre larg. În cazul curentului sud-nord, masele de apă superficiale sunt spre larg, iar cele de fund, spre mal.

Această nouă viziune asupra distribuţiei câmpurilor curenţilor marini permite argumentarea a cel puţin două fenomene:

- distribuţia granulometrică a aluviunilor marine în zona litorală conform schemei: grosiere - fine - grosiere (de la mal spre larg) apare justificată ca urmare a aspectului elicoidal al curenţilor costieri;
- incidenţa curenţilor cu linia ţărmului (orientată diferit pe sectoare faţă de direcţia nord) explică alternanţa sectoarelor de abraziune cu cele de acumulare, aici intervenind, bineînţeles, şi acţiunea valurilor precum şi structura câmpurilor de aluviuni.

Temperatura medie multianuală a apei la suprafaţă în apropierea ţărmului este de 12,7°C fiind mai mare cu 1°C faţă de cea a aerului. Temperaturile medii cele mai ridicate se întâlnesc în august (23,1°C la Sulina şi 22,4°C la Constanţa), iar cele mai scăzute în ianuarie şi februarie (1,9°C la Sulina şi 2,9°C la Constanţa). Valorile extreme pot depăşi vara 28,5°C şi să scadă sub 0°C (-1,3°C la salinitatea de ‰). Temperaturile scăzute din timpul iernii au drept consecinţă producerea fenomenului de îngheţ la ţărm, aşa cum s-a întâmplat în ultimele trei decenii (în anii 1954, 1963, 1972, 1996). De regulă, temperaturile medii ale apelor litorale în timpul iernii, scad foarte rar şi pentru intervale scurte de timp sub +3,5°C (fig. 2.35). *Salinitatea* apelor în dreptul litoralului românesc este în strânsă dependenţă de debitul Dunării cu variaţiile lui sezoniere. La debite mari, salinitatea apei mării este scăzută şi invers.

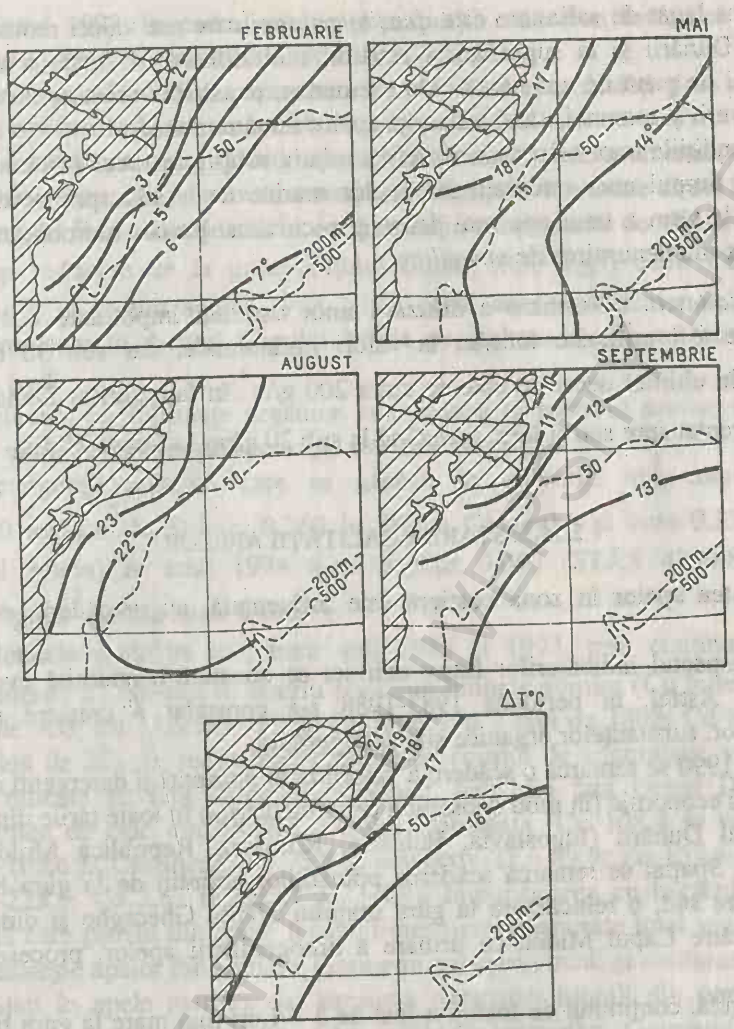


Fig. 2.35. Temperatura medie a apei la suprafaţă în luni caracteristice (°C); izotermele diferenţelor medii anuale ale temperaturii la suprafaţă (ΔT°C).

Astfel, în perioada apelor mari ale Dunării, în aprilie - mai, izohalina de 5 g/l se găseşte în apropierea ţărmului, iar în timpul apelor mici, din august - septembrie se găseşte izohalina de 10 g/l. În sectorul sudic, salinitatea este ceva mai ridicată ajungând vara la valori de 15-16,5 g/l. În ansamblu, datorită aportului de apă dulce provenit din Dunăre, apele Mării Negre au în zona litoralului românesc un caracter salmastru.

Strâns legat de salinitate este *densitatea apei* care are valori reduse în faţa gurilor Dunării şi la suprafaţă şi sensibil mai ridicată la fund ca urmare a efectului de pană de apă sărată. De asemenea, densitatea creşte spre sud şi în timpul verii şi toamnei, când influenţa apelor dunărene scade.

În condiţiile unor orizonturi izoterme relativ subţiri, în special în lunile mai - iunie în timpul unor circulaţii ale apelor marine de la sud spre nord are loc apariţia la ţărm a unor ape mai dense şi reci, acest proces hidrodinamic fiind cunoscut sub denumirea de *upwelling*.

Turbiditatea, ca urmare a difuzării unor cantităţi importante de aluviuni dunărene (58 milioane tone/an la valori multianuale, dar sub 30 milioane tone/an în ultimul deceniu) este de circa 200 g/m^3 în faţa gurilor Dunării şi se reduce treptat spre sud şi larg, ajungând la sub 20 g/m^3 la Capul Midia.

2.16.3. STAREA CALITĂŢII APELOR

Calitatea apelor în zona costieră este influenţată, cu precădere, de apele Dunării.

Sub aspectul indicatorilor fizico-chimici se constată o anumită evoluţie a acestora. Astfel, în perioada 1983-1988 s-a constatat o creştere mare a nutrienţilor, substanţelor organice şi a detergenţilor.

După 1990 se remarcă o scădere a valorilor de nutrienţi şi detergenţi datorită declinului economic (în mod deosebit a celui industrial) în toate ţările din cursul inferior al Dunării (Iugoslavia, Bulgaria, România, Republica Moldova şi Ukraina). Spaţial se remarcă scăderea poluanţilor amintiţi de la gura braţului Sulina spre sud, o reîncărcare la gura braţului Sfântu Gheorghe şi din nou o scădere către Capul Midia, ca urmare a omogenizării apelor, proceselor de oxidare.

De regulă, conţinutul de fosfaţi a fost de 3 - 4 ori mai mare la gura braţului Sulina în raport cu Capul Midia, corespunzător izobatei de 20 m (tab. 2.11).

Tabelul 2.11

Valori medii anuale ale fosfaţilor (µg/l P-PO_4)

Anul	Situaţia			
	Aval Sulina	Mila 9	Sfântu Gheorghe	Gura Buhaz
1978	120	45	72	38
1980	130	30	85	42
1981	135	36	110	44
1985	136	37	105	46

În anul 1993, în cadrul aceloraşi proporţii reducerea fosfaţilor între gura braţului Sulina şi Capul Midia a fost de la 3 la 9.

Contribuţia Dunării s-a apreciat a fi de 86 % pentru fosfaţi şi de peste 99 % la cele trei forme de azot mineral.

În ceea ce priveşte siliciul, aportul Dunării este, de asemenea, mai mare, având în vedere că apele uzate menajer şi industrial, deversate direct în mare, au un conţinut foarte mic de siliciu. În distribuţia conţinutului de siliciu se remarcă aceeaşi reducere de la gura braţului Sulina (300 µg/l) către Capul Midia (50 µg/l) la nivelul anului 1993. Şi în cazul acestui indicator se constată o scădere mare în dreptul Capului Midia pe izobata de 20 m, siliciul era de 159,6 µg/l.

Poluarea cu substanţe organice este redusă în sectorul nordic, faţă de cel sudic unde deversarea de ape uzate este mai mare.

Detergenţii anionici care se găseau în proporţii mai mari în 1985 (0,680 mg/dm^3 la Sulina, 0,360 la Sfântu Gheorghe şi între 0,150-0,235 la Capul Midia) în anul 1994 n-au depăşit 0,040 (STAS 4706-88 prevede 0,33mg/dm^3 pentru apele litorale).

Metalele grele în apă, între anii 1985 şi 1993, prin conţinutul faţă de prevederile STAS-ului se înscriu mult sub limitele admise (Cu între 1 şi 2 µg/l faţă de 300; Pb 11,5 faţă de 50; Zn între 1 şi 2 faţă de 1000; Cd între 0,25 şi 0,5 faţă de 30). În sedimente, datorită procesului de acumulare, valorile sunt mai ridicate şi, fapt demn de subliniat, cele din faţa Deltei Dunării sunt apropiate de cele din dreptul portului Constanţa (Cu 108,4 în nord şi între 10,5-103,6 la Constanţa, Pb 75,8 şi respectiv 21,6-89,9; Zn 153,6 şi respectiv 37,1-223,5; Cd 2,67 respectiv 1,23-4,8). Impurificarea cu bacterii de origine fecală care provin din apele fecaloid-menajere, neepurate total sau insuficient, se datoreşte apelor din Dunăre. Germenii coliformi totali şi coliformi fecali sunt anihilaţi în apele marine, dar prezenţa curenţilor litorali din nord spre sud, determină prezenţa lor şi în partea sudică a litoralului. Germenii enterici, în prezenţa unor ape cu salinitate între 4-10 ‰ , salinitate ce caracterizează apele marine din, faţa Deltei Dunării pot supravieţui până la 8 zile.

Spre deosebire de germenii enterici, ciupercile patogene pentru om, cum ar fi *Candida Trichosporon, Aspergillus* şi altele, persistă mai mult, fiind ajutate şi de aluviunile în suspensie folosite ca suport.

Radioactivitatea β determinată prin analize de spectrometrie, în perioada 1968-1993, a fost de 1 192,6 Bq/m^3 la apa nefiltrată (valoare maximă admisă fiind de 2 028 Bq/m^3) şi de 1 295,3 Bq/kg la sedimente. Radioactivitatea β a apei marine este de 8,9 ori şi a sedimentelor de 3,5 ori mai mare în comparaţie cu cele ale Dunării.

Zonele din faţa gurilor de vărsare ale Dunării prin contactul dintre apa dulce/apă marină, intensificarea proceselor de sedimentare a suspensiilor, atrag şi poluanţi. Deci, sedimentele şi barele submerse din raza de dispersie a apelor dulci sunt şi purtătoare de cantităţi mari de poluanţi.

În acest context, dragarea şi împrăştierea în sud şi larg a aluviunilor de la bara Sulina, implică şi extinderea poluanţilor cu consecinţe ecologice negative.

2.16.4. BIOFACIESURILE DE ŞELF (PLATFORMA CONTINENTALĂ)

Ca urmare a cercetărilor întreprinse de către instituţiile implicate în spaţiul marin costier se poate stabili o anumită zonalitate a faciesurilor petrografice la care se asociază şi biocenozele corespunzătoare, în concordanţă cu delimitările făcute sub aspect morfometric şi morfologic pe şelful marin (fig. 2.36). Astfel, luând în consideraţie desfăşurarea configuraţiei morfobatimetrice a şelfului, se distinge următoarea succesiune a etajelor biocenotice *supralitoral, mediolitoral, infralitoral şi circalitoral*, aceste zone referindu-se la asociaţiile biocenotice bentale.

Etajul supralitoral se desfăşoară la ţărm pe spaţiul umectat de apele marine, fie că este vorba de plaje sau baza falezei constituită din calcare sau materialul loessoid surpat ori cel organogen aruncat de valuri.

Etajul mediolitoral cuprinde apele costiere până la adâncimea de 0,5 m şi sub care fundul este constituit din cordoanele marine submerse sau de pintenii calcaroşi ce se prelungesc pe câţiva zeci de metri, constituind spaţiul de distrugere a valurilor prin deferlare.

Etajul infralitoral în continuarea mediolitoralului spre larg, până la adâncimea de 12-15 m, se caracterizează printr-un fund nisipos şi pe care are loc deferlarea valurilor de vânt.

Cele trei etaje descrise mai sus (supra-, medio- şi infralitoral) fac parte din *zona submarinăcostieră*. Dincolo de zona submarinăcostieră şi până la marginea taluzului continental se desfăşoară *etajul circalitoral*, respectiv până la adâncimea de 120-150 m.

Faciesurile petrografice se diferenţiază în raport cu etajele menţionate şi pe acestea se dezvoltă biocenoze specifice. Astfel, în zona submersă costieră predomină faciesurile nisipoase şi stâncoase, iar în circalitoral, faciesul mâlos evident, cu treceri nisipo - mâlos sau mâlos-nisipos.

Faciesul stâncos este dat de calcarele sarmatice şi se găseşte în prelungirea pintenilor calcaroşi până la adâncimea de 7 m în dreptul Capului Midia, 14 m în sectorul Agigea-Eforie şi 23 m şi chiar mai mult la Mangalia. Până la adâncimi de 5 m predomină asociaţiile de *Mytilus şi Actinia* şi bancuri de midii cu *Balamus improvisus*, iar ca suport fital alge microfite în care predomină *Cystoseira barbata*.

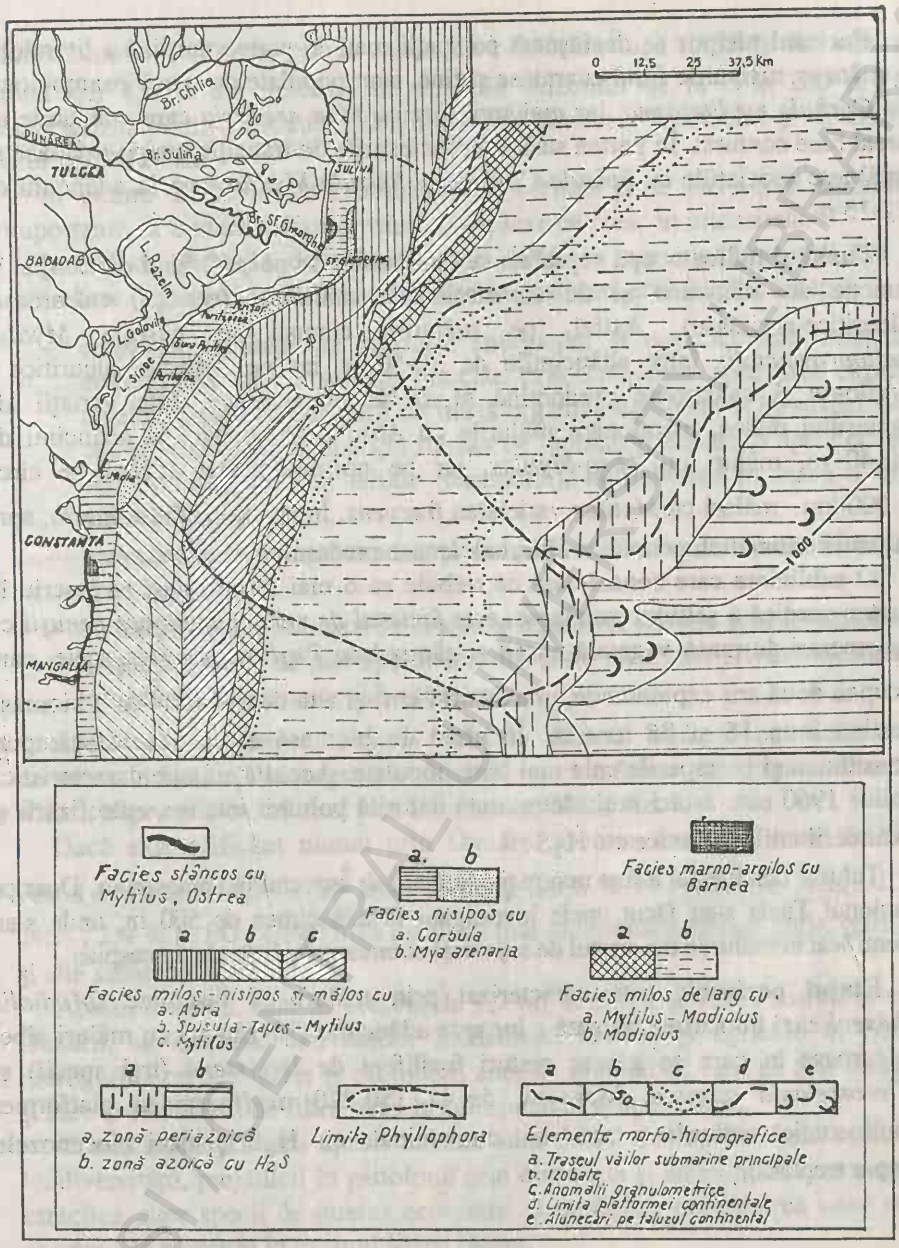


Fig. 2.36. Biofaciesurile Mării Negre.

În sectorul Constanța, la adâncimi de 3-7 m, cu aspect insular, se găsește un facies marno-argilos cu scoici aparținând speciei *Barnea* (*Pholas*) *candidas*.

Faciesul nisipos se desfăşoară pe spaţii mari în partea nordică a litoralului românesc, nisipurile fiind cuarţoase şi fine, sunt populate de specii psamobionte ca *Corbula mediteranea,* iar mai spre larg cu *Mya arenaria* care constituie un areal bine conturat. În partea sudică în faciesurile de tranziţie nisipo-mâloase se întâlnesc asociaţiile cu *Spisula-Corbula şi Spisula-Mytilus* cam la adâncimi de 12-15 m.

Faciesul mâlos ocupă suprafaţa cea mai mare de pe şelf, fiind diferenţiat în funcţie de adâncime şi de caracteristicile mâlurilor (cenuşii, calcaroase, aleuritice-argiloase). Astfel, pe mâlurile cenuşii se găseşte *Mytilus galloprovincialis* între adâncimile de 30-50 m iar pe mâlurile aleuritice - argiloase şi calcaroase predomină *Modiolus phaseolinus.* Alte variaţii ale faciesului mâlos, menţionăm mâlurile cu *Abra miloschievici* la adâncimi de 20-40 m, mâluri cu *Abra-Mytilus*, iar pe porţiunile mai adânci pe circa 7 000 km^2 mâluri cu *Mytilus* varietatea *frecvens.* În spaţiul şelfului intern, spre taluzul continental, pe mâluri albe, calcaroase predomină *Modiolis.*

O subliniere care considerăm că trebuie să o mai facem, deşi se înscriu în partea nordică a şelfului românesc, este *faciesul de mâluri argiloase cenuşii* cu aglomerări de masă vegetală numit şi câmpul cu *Phyllophora*-alga roşie, care ocupau două arii exploatabile, una de 106 km^2 şi alta de 604 km^2 cu o biomasă variind între 16 şi 86 tone/ha. În afară de biomasă algală, aceste câmpuri constituiau şi biotopurile cele mai bine populate. Această situaţie caracteristică anilor 1960 este astăzi mult deteriorată datorită poluării intense, eutrofizării şi extinderii ariilor anoxice cu H_2S.

Taluzul continental a fost mai puţin studiat sub aspectul biofaciesurilor. Doar pe canionul Tuzla s-au făcut unele investigaţii la adâncimea de 500 m, unde s-au identificat în mâlurile din stratul de suprafaţă submarin moluşte de tip caspian.

Etajul periazoic este caracterizat prin mâluri cu faseoline (*Modiolis phaseolinus)* înlocuirea treptată a lor spre adâncime (70-160 m) cu mâluri albe, calcaroase în care se găsesc resturi fosilifere de *Dreissena* (trei specii) şi *Micromelania caspica.* Mai jos, de la 150-220 m (marginea platformei continentale) mâlurile şi apa sunt contaminate cu H_2S şi deci biocenozele dispar treptat.

2.16.5. MODIFICĂRI ÎN ECOSISTEMELE DIN PARTEA DE NORD - VEST A MĂRII NEGRE

Partea de nord-vest a Mării Negre din care face parte şi spaţiul marin românesc, apreciat la 63 900 km^2 (15 % din suprafaţa Mării Negre şi 56 % din

fondul biotic, 0-200 m) cu un volum de 1 950 km^3 apă (0,35 % din volumul total sau 2,6 % din volumul de apă din orizontul de la 0 la 200 m) era caracterizat printr-o productivitate biologică (inclusiv piscicolă) şi diversitate ecologică ridicată.

În ultimii 20-25 ani ecosistemele din această parte au suferit schimbări importante ca urmare a unor presiuni complexe ce cresc în intensitate.

Luând ca perioadă de referinţă anii 1960 se pot menţiona trei căi de schimbare (poluare) a calităţii apelor marine datorate activităţilor umane:

- creşterea cantităţii de nutrienţi anorganici şi organici care determină eutrofizarea cu consecinţe marcate prin *înflorirea* apei prin explozia algelor, creşterea cantităţii de masă organică dizolvată şi în suspensie în apă şi în sedimente, apariţia stărilor de hipoxie şi anoxie în apele costiere sub orizontul de salt tehnic (termoclin), mortalitatea în masă a organismelor bentale etc.;
- creşterea poluării apei marine şi extinderea zonei contaminate de la ţărm spre larg;
- intensificarea proceselor de eroziune a plajelor litorale şi al falezelor care implică aspecte de pierdere de teritorii şi de securitate privind aşezările şi obiectivele economice din apropiere.

Aceste căi de impact negativ sunt în directă legătură cu modificările survenite în bazinele hidrografice dintre care, ca mărime, menţionăm Dunărea, Nistru, Nipru şi Don, ultimul prin intermediul Mării Azov.

Dacă exemplificăm numai prin Dunăre, aceasta descarcă anual în nord-vestul mării circa 1,76 x 10^6 tone nutrienţi (93,6 % NO_3, 2,7 % NH_4^+, 1,2 % NO_2, 2,4 % P-PO_4). Pe lângă nutrienţi mai menţionăm metale grele, pesticide şi alte substanţe toxice.

Aceste cantităţi, care au crescut de 1,7 ori la nitraţi şi 1,5 la fosfaţi în apele Dunării, se datoresc activităţilor industriale, urbane şi agricole în bazinul hidrografic, pe de o parte şi excluderii zonelor inundabile care au fost îndiguite şi care aveau un rol de filtru până la debuşarea în spaţiul marin.

Consecinţele poluării apelor marine sunt destul de drastice prin reducerea biodiversităţii, prejudicii în genofond prin dispariţia şi ameninţarea unor specii, sărăcirea altor specii de interes economic şi ecologic, proliferarea unor specii oportuniste pătrunse în bazinul Mării Negre.

Considerând sindromul eutrofizării, cauza principală a echilibrului ecologic fragil al Mării Negre, soluţia pentru restabilirea echilibrului ecosistemelor costale este limitarea aportului de nutrienţi şi a altor poluanţi, în principal, din Dunăre, urmat de cei din Nipru şi Nistru.

Modificările survenite în spectrul floristic şi faunistic din apele marine sunt cauzate de condiţiile de calitate a apei şi pătrunderii din alte regiuni biogeografice îndepărtate prin intermediul traficului maritim.

Pătrunderea unor specii care s-au adaptat mai repede la condiţiile noi ale apelor au ocupat nişele ecologice ale speciilor autohtone, acestea din urmă dispărând atât datorită condiţiilor ecologice, cât şi a celor competiţionale.

În urma investigaţiilor făcute se apreciază că au dispărut în ultimii 20 ani mai multe specii faunistice, deoarece n-au mai fost întâlnite în apele marine costiere. Printre acestea se menţionează policheţii *Arenicola marina* şi *Ophelia bicornis*, moluştele *Donacilla cornea, Donax venustus, Tellina, Tenius, Barnea candida, Pholas dactylus, Gastranafragilis, Cyclope neritea* etc., crustaceii *Upogebia littoralis, Eriphia spinifrons, Carcinus mediterraneus* etc.

În acelaşi timp se constată proliferarea unor specii intrate în apele Mării Negre prin intermediul vapoarelor şi anume: ctenophorul (meduza) *Mnemiopsis leidyi*, semnalată în 1987 şi care a fost mai competitivă în raport cu meduzele autohtone (*Aurelia aurita şi Pleurobrachia pileus*); gasteropodul *Rapana venosa* (thomasiana?) apărut în perioada 1930-1940 în Marea Neagră pe ţărmul caucazian, pe cel românesc fiind semnalat în 1963, care a proliferat mult şi a constituit un pericol pentru bivalve (care serveau ca hrană, printre care *Mytilus*); bivalva *Scapharca inequivalis*, semnalată în 1984, ce s-a extins repede pe infralitoralul nisipos şi mâlos proliferând chiar în unele condiţii de hipoxie şi anoxie a avut ca impact asupra speciilor autohtone *Cardium edule* şi *Venus gallina* care au scăzut în efective; *Mya arenaria* originară de pe ţărmurile Atlanticului din America de Nord a fost semnalată în 1974 şi a provocat colapsul speciei autohtone *Corbula mediteranea* (în anii '80, *Mya* forma populaţii compacte la nord de Constanţa la adâncimi de 4-15 m cu densitate de până la 5 300 exemplare/m^3 şi o biomasă de 330 g/m^3) (Gomoiu, 1996).

În concluzie, se constată că în apele teritoriale româneşti s-au semnalat 30 specii străine. Cu excepţia lui *Pandalus*, toate celelalte au fost introduse de om involuntar având origini diferite (45 % nord-atlantice, 15 % atlantic-mediteranean, 35 % indo-pacific). În procesul de adaptare, cele mai bune rezultate le-au avut *Balarus improvisus, Rapana venosa, Mya arenaria, Scapharca* şi *Mnemiopsis leidy*, caracterizate cu un comportament de invadator.

Este evident că în condiţiile traficului maritim actual este greu să se controleze, să se organizeze un filtru total faţă de posibilitatea pătrunderii în continuare a altor specii străine în apele Mării Negre.

BIBLIOGRAFIE

1. Bărbuneanu, P., *Mările şi oceanele pământului*, Editura Militară, Bucureşti, 1960.

2. Bigelow, H.B., *Oceanography: Its Scope, Problems and Economic Importance*, Boston- Houghton, Mifflin, 1931.

3. Cucu, V.,Vlăsceanu,Gh., *Insula Şerpilor*, Casa de Editură şi Presă "Viaţa Românească", Bucureşti, 1991.

4. Dietrich, G., *General Oceanography*, New York, Wiley, 1963.

5. Dietz, R.S., *Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading of the Sea Floor*, Nature 190, 1961.

6. Dragastan, O., *Alge calcaroase din Mezozoicul şi Terţiarul României*, Editura Academiei R.S.România, 1982.

7. Du Toit, A.L., *Our Wandering Continents and Hypothesis of Continental drifting*, Edinburgh, Oliver and Boyd, 1937.

8. Gâştescu, P., *Relieful submarin al Oceanului Planetar*, Rev. Natura, Seria geografie-geologie, nr., 1962.

9. Gâştescu, P., *Marea Neagră-trăsături geografice de bază, starea actuală, preocupări de monitoring şi management*, Rev. Terra, anul XXVI-XXVII (XLVI-XLVII), Bucureşti, 1996.

10. Gomoiu, T., Skolka, M., *Changements récents dans la biodiversité de la Mer Noire dûs aux immigrants*, GEO - ECO - MARINA, RCGGM, 1, 1996.

11. Guilcher, A., *Précis d'hydrologie-marine et continentale*, Editura Masson, Paris, 1979.

12. Hess, H.H., *Hystory of Ocean Basin*, în Petrologic Studies, Geological Society of America, New York, 1962.

13. Iancu, M., *Mediteranele globului*, Editura Litera, Bucureşti, 1981.

14. Mee, L.D., *Management and protection of the Black Sea environment: an international approach*, Background document on Environmental Economics Expert group 13015 june, Istambul, 1994.

15. Miller, S.L., *The Origin of Life*, în The Sea, vol.3, Editat de M.N. Hill, Interscience, New York, 1963.

16. Morariu, T., Pişota, I., Buta, I., *Hidrologie generală*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 1962.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

17. Neprochnov, Y.P., Ross, D.A., *Black Sea geophysical Framework*, D.S.D.P. XLII, part 2, Washington, 1975.

18. Petrosian, V.S., *Can we save Black Sea?*, Metronom, 4-5/19-23, Moskow, 1992.

19. Ross, A.D., *Black Sea, Stratigraphy*, Deep Sea Driling Project, vol. XLII, part 2, Washington, 1975.

20. Ross, A.D. *Introducere în Oceanografie*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti, 1976.

21. Shepard, F.P., *Submarine Geology*, 2nd ed. New York, Harper and Row, 1963.

22. Stăncescu, I., *Oceanele şi mările Terrei*, Editura Albatros, Bucureşti, 1983.

23. Vespremeanu, E., *Oceanografie*, vol. I, partea I, Universitatea Bucureşti, 1992.

24. Viles, H., Spencer, T., *Coastal Problems. Goemorphology, Ecology and Society at the Coast*, Edward Arnold-Hodder Headline Group, London, 1995.

25. Wegener, A., *Die Entstehlung der Kontinente*, Geolica Rundschau,3., 1912.

26. ***, *Marea Neagră în zona litoralului românesc*, Monografie hidrologică IMH, Bucureşti, 1973.

27. ***, *Geografia României*, I Geografia fizică, cap.5-Apele, Editura Academiei R.S. România, Bucureşti, 1983.

28. ***, *Prakticeskaja Ecologhia Morskih Reghionov Cernoe More*, Kiev Naukova Dumka (ECOSIN Firm), 1990.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tipărit la S.C. UNIVERSUL S.A.

Cărţi editate în cadrul programului

TEMPUS S_JEP 09781/95

Ion GIURMA	COLMATAREA LACURILOR DE ACUMULARE
F. LEHMANN; Ph. ACKERER	WAMOS 1D. SIMULATION OF WATER MOVEMENT IN SOIL
Ionel HAIDU	ANALIZA SERIILOR DE TIMP. APLICAŢII ÎN HIDROLOGIE
Aurel VARDUCA	HIDROCHIMIE ŞI POLUAREA CHIMICĂ A APEI
* * *	MĂSURI NON-STRUCTURALE ÎN GOSPODĂRIREA APELOR
Petre STANCIU	METODOLOGIA BOX-JENKINS. APLICAŢII ÎN HIDROLOGIE
Pierre HUBERT	EAUPUSCULE. UNE INTRODUCTION A LA GESTION DE L'EAU
Mihai MANOLIU; Cristina IONESCU	DEZVOLTARE DURABILĂ ŞI PROTECŢIA MEDIULUI
André MERMOUD	ELEMENTS DE PHYSIQUE DU SOL
Ioan BICA	POLUAREA ACVIFERELOR. TEHNICI DE REMEDIERE

ISBN : 973 - 98077 - 9 - 8

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY